

Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik der Lahnen-
wiesmulde und ihrer näheren Umgebung.

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT
der
FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN

vorgelegt von
GERHARD LINKE
Berlin

1963

Druck:
ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e. V.
DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE
1 Berlin 33, Garystr. 45

Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik der Lahnen-
wiesmulde und ihrer näheren Umgebung.

I N A U G U R A L - D I S S E R T A T I O N

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

der

FREIEN UNIVERSITÄT BERLIN



vorgelegt von

GERHARD LINKE

Berlin

1963

1. Referent: Prof. Dr. Max Richter

2. Referent: Prof. Dr. K.R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 6. Mai 1963

Tag der Promotion: **24. Juli 1963**



INHALTSVERZEICHNIS

	<u>Seite</u>
A. VORWORT	5
B. EINLEITUNG	7
1. Lage und Umgrenzung des Gebietes; Topographie	7
2. Problemstellung	8
C. STRATIGRAPHIE	11
1. Trias	11
a. Karnische Stufe	11
b. Norische Stufe	12
c. Rhätische Stufe	22
2. Jura	34
a. Lias	34
b. Dogger	43
c. Malm	46
3. Kreide	48
a. Neokom	49
D. TEKTONIK	51
1. Oberauer Sattel	52
2. Lahnenwiesmulde	53
3. Kramer-Ofenberg-Masse	66
4. Schichtstreichen, Störungen, Auf- bzw. Abschiebungen	82
5. Versuch einer zusammenfassenden Darstellung des tektonischen Geschehens der untersuch- ten Gegend	90

	<u>Seite</u>
E. MORPHOLOGISCHER TEIL	94
1. Beschreibung und Einordnung der morpho- logischen Phänomene	94
2. Diskussion der Verhältnisse des Loissach- tales	96
3. Glaziale Akkumulationsformen	101
a. Fernmoränen	102
b. Lokalmoränen	102
c. Fluvioglaziale Staubildungen	103
4. Postglaziale Bildungen	104
F. ZUSAMMENFASSUNG	106
G. LITERATURVERZEICHNIS	109
H. ANLÄNGE	

eine geologische Karte
eine Profiltafel
eine tektonische Skizze

A. VORWORT

Als mein verehrter Lehrer, Herr Professor Dr. Max Richter mir vorschlug, die Lahnenwiesmulde geologisch neu zu bearbeiten, folgte ich gern, bot sich doch damit die Gelegenheit, mich im schon klassisch gewordenen Gebiet deutscher Geologie erproben zu können. Außerdem versprach die Arbeit aber auch interessante tektonische und stratigraphisch-fazielle Fragestellungen.

Für diese Aufgabe und für die freundliche Anteilnahme und Unterstützung bei Begehungen im Gelände, bei der Auswertung der Kartierungsergebnisse im Institut sowie für die zahlreichen anregenden Diskussionen auf gemeinsamen Alpenexkursionen möchte ich an dieser Stelle Herrn Professor Dr. Richter meinen herzlichen Dank aussprechen. Durch sie ist meine geologische Ausbildung wesentlich vertieft worden.

Ebenfalls zu Dank verpflichtet für ihre Beratung in paläontologische Fragen bin ich Herrn Privatdozenten Dr. W.G. Kühne und Herrn Dr. G. Hahn.

Weiter möchte ich mich bei Herrn Professor Dr. K.R. Mehnert herzlich für die Möglichkeiten bedanken, die mir am Mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin geboten wurden.

Schließlich habe ich Herrn Professor Dr. Reich und der Leitung der Wasserwerke der Stadt München für die Erlaubnis zu danken, in die Ergebnisse seismischer Untersuchungen Einblick nehmen und sie für meine Arbeit verwenden zu dürfen. Diese Zustimmung verdanke ich der freundlichen Vermittlung von Herrn Professor Dr. G. Angenheister, dem derzeitigen Vorstand des Instituts für Angewandte Geophysik der Universität München. Auch ihm gilt dafür mein aufrichtiger Dank.

B. EINLEITUNG

1. Lage und Umgrenzung des Gebietes; Topographie.

Das Kartierungsgebiet liegt innerhalb der nördlichen Kalkalpen unmittelbar nordwestlich von Garmisch-Partenkirchen. Es umfaßt eine Fläche von etwa 42 qkm. Seine Grenzen sind: im Osten das Loisachtal, im Westen das Tal der Elmau, im Süden die Blattgrenze der Meßtischblätter 8431/8432 (Linderhof/Oberammergau) und im Norden etwa die Linie Schafkopf - Brünstelskopf - Windstierlkopf. Als höchste Erhebung erreicht der Kramer 1981,4 m und der Hirschbühel 1936 m. Der tiefste Punkt liegt mit 700 m westlich Farchant im Loisachtal.

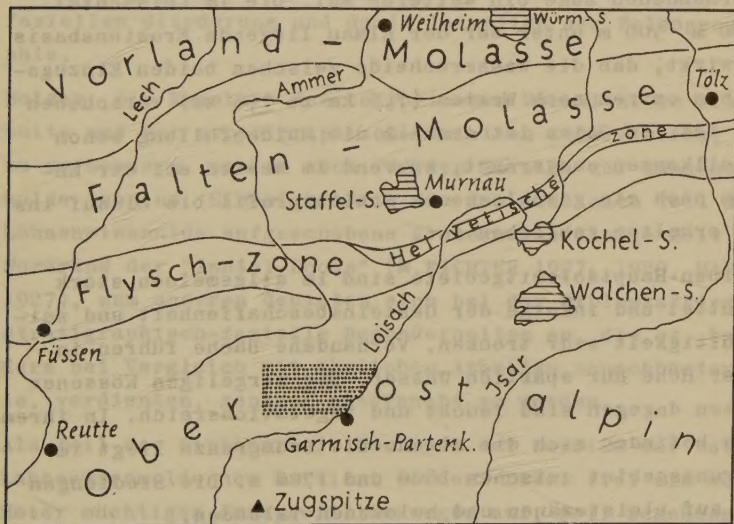


Abb. 1 Lage des Kartierungsgebietes (punktiert)

Die Tatsache einer geologischen Mulde und ihr Verlauf zeichnen im wesentlichen die Topographie des Gebietes vor: ein zur Loisach hin weit geöffnetes Tal (5 km breit), das, West-südwest ziehend, sich unter leichtem Anstieg allmählich verengt, auf halber Strecke gabelt und auf der Enning- und der Stepbergalm kulminiert. Nach Westen erfolgt ein rascher Abfall zur Elmau.

Aber nicht nur der Muldencharakter, sondern auch die vorhandenen Gesteine äußern sich in den Oberflächenformen. Der Gegensatz zwischen der widerstandsfähigen Karbonatserie des Nors und den der Erosion leichter zugänglichen Schichten des Rhäts und des Juras ist kräftig herausgearbeitet. Schwer angreifbarer Hauptdolomit und Plattenkalk bildet mit bis über 1900 m aufsteigenden Höhenzügen den nördlichen und den südlichen Rahmen, während die weicheren Kössener Schichten und der Lias (im Westen) den Talzug füllen.

Als dritter Faktor kommt die Erosion hinzu. Sie verstärkt die vorhandenen Züge ein weiteres Mal. Die im Loissachtal mit 700 m 500 m unter der der Elmau liegende Erosionsbasis hat bewirkt, daß die Wasserscheide zwischen beiden Einzugsbereichen extrem nach Westen (7,5 km zu 1,5 km) verschoben worden ist. Im Osten ist deshalb die Muldenfüllung schon fast vollkommen ausgeräumt, während im Westen auf der Enningalm noch ein geschlossenes Schichtprofil bis hinauf ins Neokom erhalten geblieben ist.

Die reinen Hauptdolomitgebiete sind im allgemeinen stark verschüttet und infolge der Gesteinsbeschaffenheit und seiner Klüftigkeit sehr trocken. Vorhandene Bäche führen in größerer Höhe nur spärlich Wasser. Die mergeligen Kössener Schichten dagegen sind feucht und vegetationsreich. In ihrem Bereich befinden sich die Almen. Die Baumgrenze liegt im Kartierungsgebiet zwischen 1600 und 1700 m. Die Siedlungen liegen auf pleistozänen und holozänen Talböden.

2. Problemstellung.

Etwa seit der Arbeit von M. RICHTER und R. SCHONENBERG (1954) ist ein beträchtlicher Wandel der Vorstellungen über die tektonischen Verhältnisse in den nördlichen Kalkalpen fest-

zustellen. Von der Idee weitreichender Deckenüberschiebungen mit ihrer verwirrenden Vielfalt mehr oder weniger bedeutender Elemente kommt man mehr und mehr zu lokalen Schuppungen und kurzreichenden Überschiebungen parautochthoner Natur zurück. Besonders die Arbeiten der letzten Jahre in den Allgäuer- und Lechtaler Alpen haben weiteres Material erbracht, das am vernünftigsten in diesem Sinne zu interpretieren ist. W. ZEIL schließlich schreibt 1959 nach einer kritischen Sichtung der einschlägigen Literatur zum Schluß sogar: "Für die Hypothese einer Herkunft der nördlichen Kalkalpen von südlich der Zentralalpen lassen sich keine überzeugenden Argumente erbringen." Damit wäre die Wandlung von Vorstellungen der freien Tektonik zu solchen der gebundenen im Raume der nördlichen Kalkalpen vollständig.

Die diesen Vorstellungswandel bewirkenden Arbeiten brachten neben ihren tektonischen Ergebnissen aber auch eine beträchtliche Verbesserung der Kenntnisse des kalkalpinen Mesozoikums, besonders hinsichtlich seiner Verbreitung, seiner faziellen Gliederung und damit letztlich der Paläogeographie.

Beides, die Kenntnis der tektonischen Verhältnisse einerseits und der stratigraphisch-faziellen andererseits, weiter zu verbessern, schien auch für den Bereich der Lahnenwiesmulde lohnend. Einmal gehörte die dem südlichen Teil der Lahnenwiesmulde aufgeschobene Kramermasse einige Zeit zum Nordrand der "Inntal-Decke" (M. RICHTER, 1927, 1929, HABER, 1927), zum anderen deuteten sich bei der Diplomkartierung stratigraphisch-fazielle Besonderheiten an, die es, besonders bei Vergleich mit ähnlichen Arbeiten benachbarter Gebiete, verdienten, genauer untersucht zu werden.

Als Teil der Diplomarbeit war auch der Bereich der östlichen Lahnenwiesmulde neu kartiert worden. Dabei fiel ein wenige Meter mächtiges Juraprofil deswegen auf, weil Begehungen in der westlichen Lahnenwiesmulde zeigten, daß schon 2,5 km weiter allein der Lias bereits eine Schichtmächtigkeit von annähernd 150 m erreicht.

Literaturstudien ergaben, daß im größeren Rahmen diese Mächtigkeitszunahme nicht nur nach Westen (BESLER, 1959, JAKOBSHAGEN, 1959), sondern auch nach Osten auffällig in Erschei-

nung tritt. Vor allem die Arbeit von R.ULRICH über die "Entwicklung der Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee", aber auch die von J.NIEDERMAYER, "Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee", gaben gutes Vergleichsmaterial. Danach deutete sich eine Untiefenregion quer zur Troglängsachse an.

So war es interessant, die Verhältnisse mit einer großmaßstäblichen Kartierung möglichst genau zu erfassen, um beiden Fragen, tektonische Verhältnisse im Bereich eines ehemaligen Deckenrandes und Differenzierung des Meeresbodens im Jura, nachgehen zu können und dadurch eine bessere Einordnung in die größeren Zusammenhänge zu ermöglichen.

Die der Arbeit zugrunde liegenden Profile und Karten wurden in den Jahren 1960/61 aufgenommen. Als kartographische Unterlagen dienten dabei die Meßtischblätter Oberammergau und Linderhof (8432/8431), die für die Kartierung auf Maßstab 1 : 10 000 vergrößert wurden.

C. STRATIGRAPHIE

Der Schichtbestand des Arbeitsgebietes reicht von der mittleren Trias (Karn) bis hinauf ins Neokom. Er soll seiner stratigraphischen Abfolge entsprechend beschrieben werden.

Die beiden Schichtglieder des Nors (Hauptdolomit und Plattenkalk) bilden in diesem Gebiet den Rahmen für das Rhät, den Jura und die Unterkreide. Sie liegen, dem Thema der Arbeit entsprechend, etwas am Rande der Betrachtungen. Das Hauptaugenmerk ist vielmehr auf die Ausbildung der Kössener Schichten und des Juras gerichtet. Raibler Schichten treten nur in wenigen kleinen Vorkommen im Kern des nördlich anschließenden Oberauer Sattels auf.

1. Trias

a.) Karnische Stufe

Das tiefste aufgeschlossene Schichtglied im Aufnahmegebiet sind die Raibler Schichten, allerdings nur in Form der Rauchwacken. Raibler Sandsteine, Mergel, Kalke und Dolomite, die restlichen Glieder der auch in dieser Gegend vollständigen Abfolge des Karns sind nicht zu beobachten. Ganz offensichtlich hat die Erosion das entsprechende Niveau noch nicht erreicht.

Bei den Rauchwacken handelt es sich um mürbe, zellige Dolomite, die im Anschlag von grauer, oft sehr dunkler Farbe sind und gelblich bis dunkelbraun verwittern. Der Bitumengehalt ist recht beträchtlich. Die starke Durchsetzung mit rundlichen oder elliptischen, meistens aber völlig unregelmäßig gestalteten Hohlräumen gibt dem ganzen Gestein ein schaumartiges Aussehen.

Die Rauchwacken kommen in einzelnen kleinen Aufschlüssen im Gießenbachtal im Sattelkern des Oberauer Sattels vor. Daß sie keinen durchgehenden Zug bilden, sondern nur in mehreren isolierten Vorkommen auftreten, hat tektonische Gründe. Der Oberauer Sattel ist hier im Gießenbachtal nämlich von mehreren Loissachstörungen zerhackt, wodurch naturgemäß der Sattel-

kern gestaffelt wird.

Im Gelände sind die Rauchwacken deutlich an ihrer kavernösen Ausbildung zu erkennen. Verwechslungsmöglichkeiten bestehen eigentlich nur mit bituminösem Hauptdolomit, wenn dieser tektonisch stark zertrümmert ist. Es entsteht dann ein Mylonit, bei dem einzelne Brocken des Ursprungsgesteins in einer hellen, bei Behandlung mit Salzsäure mitunter schwach brausenden, Grundmasse liegen. Dieser Umstand mag dazu geführt haben, daß H.G. STEINMANN auf der Roßalp, am Südrand der beiden großen Trichter, Rauchwacken zu erkennen glaubte. Leider kann ich diese Auffassung nicht teilen, zumal ich 150 m nördlich dieser Trichter an der Grenze Schutt-Hauptdolomit einen kleinen, sich mit 3 Meter Höhe deutlich abhebenden Rücken eindeutiger Rauchwacken feststellen konnte, die in ihrer ganzen Ausbildung völlig mit den anderen sicheren Vorkommen im Gießenbachtal übereinstimmen.

Die Trichter selbst dürften aber wohl, wie H.G. STEINMANN annimmt, auf Gipsauslaugung im Untergrund zurückzuführen sein, zumal ein bis 80 m mächtiges Gipsvorkommen nur 6 km nordöstlich im Streichen des Oberauer Sattels bei Oberau wirtschaftlich ausgebeutet worden ist, Gips in dieser Schicht also auch anderweitig auftritt.

Schließlich wäre noch kurz auf die Auseinandersetzung um das Vorkommen von Raibler Rauchwacken im Gießenbachtal überhaupt einzugehen. Wie in der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) schon gesagt wird: "Ihr bereits von Gümbel erkanntes Auftreten läßt sich nicht leugnen." Die bekannten Aufschlüsse konnten nicht nur bestätigt werden (abgesehen von denen bei den Trichtern), es wurde vielmehr ein bisher noch unbekanntes Vorkommen gefunden.

h.) Norische Stufe

Die norische Stufe wird im Kartierungsgebiet durch den Hauptdolomit und den Plattenkalk vertreten. Der Plattenkalk ist hier zwar stets eindeutig das Hangende des Hauptdolomits, doch besteht kein abrupter Wechsel in der Sedimentation und ein dadurch bedingter einwandfrei erkennbarer Gegensatz der ausgebildeten Gesteine, sondern ein allmählicher Übergang

unter Einschaltung von Kalkbänken bis hin zum geschlossenen Plattenkalk.

Hauptdolomit

Es handelt sich um ein weißlich- bis schmutzig grau anwitterndes Gestein, das gelegentlich bituminöse Einschaltungen zeigt und mit einer Mächtigkeit von etwa 1000 m vorwiegend die großen Felsmassive aufbaut und als Hauptgipfelbildner in Erscheinung tritt.

Meist ist der Dolomit sehr rein, oft fein zuckerkörnig, kann aber unter dem Hammer auch einen ziemlich glatten Bruch haben. Im allgemeinen ist der Hauptdolomit ausgezeichnet gebankt, nur bei starker tektonischer Beanspruchung geht diese Bankung verloren (Schafkopfstörung).

Die Dicke der Bänke wechselt zwischen einigen Zentimetern und einem Meter und beträgt im Durchschnitt einige Dezimeter. Feinschichtung ist durchaus nicht selten, kommt aber meist erst unter bestimmten Verwitterungsbedingungen, nämlich Trockenheit und spärliche Vegetation, zur Geltung. Erst in einem solchen Fall werden wohl feinste chemische Unterschiede herauspräpariert.

Auch im Dünnschliff ist der Hauptdolomit genauso eintönig wie im Gelände. Er zeigt ein homogenes Aggregat feinsten Dolomitkörnchen mit einem mittleren Durchmesser von 0,3 Millimeter. Selbst Schliffe aus farblich herausfallenden Bänken lassen keinerlei Besonderheiten im Vergleich zum Normalschliff erkennen.

Auf tektonische Beanspruchung scheint der Hauptdolomit sehr leicht unter Ausbildung von Kluftsystemen zu reagieren, ganz im Gegensatz zum hangenden Plattenkalk. Diese Tatsache ist eines der wenigen Merkmale, das eine Unterscheidung Hauptdolomit - Plattenkalk erleichtert. Besonders gut ist dieses unterschiedliche tektonische Verhalten im Grenzbereich beider Gesteine, mit seinem mehrfachen Wechsel zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk zu beobachten.

Das Hauptkluftsystem steht + saiger und streicht fast genau senkrecht zum Schichtstreichen; wahrscheinlich handelt es

sich um Q-Klüfte in a. Es läßt sich geradezu als Anhalt für die Fälle benutzen, bei denen die Bankung einmal nicht so deutlich ausgeprägt ist. Allerdings muß man sich davor hüten, dieses Kluftsystem für die Bankung selbst zu halten, denn vielfach ist es besser ausgebildet als diese. Neben diesem ersten Kluftsystem kann man noch ein zweites beobachten, welches das erste unter spitzem Winkel schneidet (15°).

Das derart zerrüttete Gestein kommt der mechanischen Zerstörung durch Spaltenfrost und ähnlichen Einflüssen naturgemäß sehr entgegen. Außerdem kann das Wasser auch wesentlich leichter und bis zu viel größerer Tiefe seine lösende Tätigkeit ausüben, als bei einem kompakten Gestein wie z.B. dem Plattenkalk. Das Ergebnis ist die bekannte Formenwelt der Hauptdolomitberge: starke mechanische Zertrümmerung der Gipfelregion unter Ausbildung bizarrer Silhouetten und ein schwer begehrter Schuttmantel aus lockerem, scharfkantigem Material, der bei starker Durchfeuchtung sehr leicht ins Rutschen gerät.

In unmittelbarer Nähe von größeren Störungen (Windstierl-Eck) kann diese Zerklüftung so weit gegangen sein, daß vom Gestein nur noch ein feinsplittiger Grus übriggeblieben ist. Diese Tatsache gibt einen Hinweis auf die Tiefenlage zur Zeit der Störungsbildung, denn der Grus ist in keiner Weise mit einem ausgeheilten Mylonit zu vergleichen.

Im Zusammenhang mit der Klüftigkeit steht weiter die große Wasserdurchlässigkeit des Hauptdolomits, das heißt, seine oberflächliche Wasserarmut und die dadurch bedingte Dürftigkeit seiner Vegetation. Treten einmal sumpfige Stellen oder gar Quellen auf, wie z.B. im Nordhang der Not, dann handelt es sich um Einschuppungen anderer wasserstauender Horizonte. In diesem Fall um Kössener Schichten, oder im Gießenbachtal um Raibler Schichten, deren Serie gleichfalls wasserstauende Mergel enthält.

Schließlich müssen noch die Einschaltungen im Hauptdolomit erwähnt werden. Einmal handelt es sich um Kalkbänke bzw. kalkiges Hauptdolomit, zum anderen um bituminöse Bildungen.

Der kalkige Hauptdolomit und die Kalklagen treten hauptsächlich im hangenden Teil der Serie auf; so in den Reschbergen und am Hirschbühel. Sie deuten ganz offensichtlich den bevorstehenden Umschwung in der Sedimentation zum Plattenkalk an. Etwas weiter nördlich des Kartierungsgebietes ist es 50 - 80 m unter der Basis des Plattenkalkes sogar zur Ausbildung eines bis 20 m anschwellenden einheitlichen Kalkkomplexes, der sogenannten 50-Meter-Bank (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN) gekommen. Ähnliche Verhältnisse konnte A.LUTYJ-LUTENKO (1951) auch weiter östlich aus dem Gebiet der Jachenau melden.

Bei den bituminösen Einschaltungen handelt es sich um eine am Königsstand ungefähr 50 m mächtige Serie einer feinen Wechsellagerung von stark bituminösem Hauptdolomit und echten Asphalt-schiefern. Sie läßt sich im Kartierungsgebiet als konstanter Horizont vom Königsstand nach Westen durch den ganzen Kramer-Nordhang dem Schichtstreichen entsprechend verfolgen, bis sie durch die Neuweidstörung versetzt wird. Im Arbeitsgebiet ist dieser Asphalt-schieferzug zwar das einzige Vorkommen dieser Art, im Südhang des Kramers sind aber, nur wenige Kilometer weiter südlich, entsprechende Bildungen zu beobachten (VIDAL, 1953). Dort finden sich, an der Beistall-Laine und ostwärts vom Zieggraben, neben warvenartigen bituminösen Mergeln regelrechte "Bitumenflöze" mit Mächtigkeiten bis zu 10 Zentimetern. Den alten Stollen nach zu urteilen, muß dort sogar ein Abbau bestanden haben.

Ein so großer Bitumengehalt ist aber nicht die Regel. Im Gegenteil, die Bitumenführung ist recht absätzig, wenngleich die Zone selbst ziemlich beständig zu sein scheint. Sie läßt sich, einem bestimmten Niveau des Wamberger Sattels eingeschaltet, über Wallgau hinaus nach Osten verfolgen, bis sie, dem Achsengefälle entsprechend, unter den Talschottern der Isar verschwindet. Nach SCHMIDT-THOME (1950) liegt die Zone im Isartal etwa 300 - 400 m über der Hauptdolomitbasis. Aus der Karte von VIDAL (1953) läßt sich ein Wert von gut 400 m entnehmen.

Diese Asphalt- oder Ölschiefer enthalten weder Öl noch be-

sitzen sie ein schiefriiges Gefüge, im genauen Sinne, so daß nach SANDER (1921, S.139) besser von "bituminösen Mergeln" zu reden ist.

Bei dem Bitumen handelt es sich um mobilisierte und migrierte Substanz, denn es durchsetzt das Gestein senkrecht zur Schichtung. Bei geochemischen und spektralanalytischen Untersuchungen durch HEGEMANN (1948), SCHNEIDERHÖHN (1949), ALBRECHT (1950) und VIDAL (1953) konnte, in guter Übereinstimmung, neben Si, Al, Fe, Ca, Mg, Ti und Mn, mit Mengen zwischen 20 und 0,1%, Cr, V und Zn und in Spuren Pb, Zr, Cu, Ni, Be, Ga und Mo nachgewiesen werden.

Es handelt sich bei diesem bituminösen Mergeln um fossile Sapropelite, wobei der relativ hohe Gehalt an bestimmten Schwermetallen und Spurenelementen biogen gedeutet werden kann. Diesen biogenen Ursprung unterstützen organisch-chemische Untersuchungen von TREIBS (1934), der in einem Ölschiefer von Wallgau Desoxo-phyllerythrin (I) und Desoxo-phyllerythro-ätioporphyrin (II) in beachtlicher Menge nachweisen konnte. Er erbrachte damit den Nachweis, daß grüne Pflanzen an der Bildung dieses Bitumens beteiligt gewesen sein müssen. Ferner konnte er ein Porphyrin isolieren, bei dem es sich um Mesoporphyrin (III) handelt, ein Abkömmling des Hämins. Es ist also auch die Beteiligung von Hämoglobin-führende Tieren am Aufbau der Asphaltschiefer nachgewiesen.

Zur Deutung der Genesis des Hauptdolomits sind die verschiedenartigsten Erklärungen herangezogen worden. Sie umfassen den ganzen Bereich von der rein sedimentären Bildung bis hin zur Dolomitisierung ursprünglich kalkigen Materials (Foraminiferenschlick) durch aufsteigende thermale Wässer. Sicherlich gilt auch hier, wie beim Problem der Hornsteinbildung, das Sowohl....als auch, und der Versuch einer Erklärung aus einem Punkt wird irrig sein.

Von Bedeutung scheinen mir aber Untersuchungen zu sein, die G.I. THEODOROWITSCH (1955) angestellt hat. Nach seinen Vorstellungen hat man die Hauptbildungsmöglichkeit in der Ersetzung primär kalkigen Materials durch dolomitisches zu sehen. Eine Bestätigung sind ihm die vorkommenden organoge-

nen und oolithischen Strukturen im Dolomit. Die Bildung dieses "Verdrängungsdolomites" bringt er in Zusammenhang mit der Annäherung der Löslichkeiten von CaCO_3 und MgCO_3 im Meerwasser, weil unter diesen Umständen bereits die Änderung des Mengenverhältnisses der gelösten Salze oder aber die Erhöhung des Mg-Gehaltes der Lösung zur Dolomitbildung führt. Eine Erhöhung des Magnesiumanteils kann einerseits durch Organismen der Magnesia-Kalk-Gruppe und ihren Skelettresten erfolgen, eine Änderung des Mengenverhältnisses durch die bei der Zersetzung organischer Stoffe freiwerdenden Ammoniakverbindungen nach der Formel:



Schließlich noch ein Wort zu der auffälligen Fossilarmut des Hauptdolomits. Sehr viele Autoren sind ja geneigt, sie mit der Diagenese in Verbindung zu bringen. Daß das nicht zutreffen kann, beweisen unter anderem Megalodontenbänke, die ZAPFE (1950) bei Vöslau in Oberösterreich und am Flexenpaß (Vorarlberg) aufgefunden hat. Örtliche Massenvorkommen der Megalodontiden sind seit langem bekannt. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die Armut dieser Gesteine an Großfossilien primär ist.

ZAPFE (1959) hat deshalb die in den letzten Jahrzehnten als Ergebnis des wachsenden Interesses an der Kenntnis rezenter mariner Ablagerungen und ihrer Meeresökologie entstandene Literatur durchgearbeitet. Die Ergebnisse seiner Studien bestärken ihn in seiner Auffassung. Er führt die Bahamabank, als das größte Kalkablagerungsgebiet der Erde, und die rezenten Kalksedimente der Florida-Bay als Beispiele an. Vom Oolith der Bahamabank wird seine auffällige Fossilarmut betont (NEWELL u. Mitarbeiter 1951, S.12). Aus dem Flachseebereich hinter den Florida-Keys berichten verschiedene Arbeiten von der Armut des benthonischen Tierlebens infolge der raschen Kalksedimentation, der Aufwirbelung des Kalkschlammes durch Stürme und den das benthonische Leben erstickenden Niederschlag der Trübe (VOSS 1955, DUNBAR 1941). Man spricht von der Erscheinung des "Milky water", die auch das Eindringen des Lichtes in tiefere Wasser-

schichten erschwert und damit das Pflanzenwachstum verringert. Zapfe betont, daß diese Gegenwart natürlich kein genaues Abbild obertriassischer Sedimentationsverhältnisse ist, daß sich aber wesentliche Gesichtspunkte für die Erklärung mancher Eigentümlichkeiten bei den entsprechenden Gesteinen ergeben. Die rasche Sedimentation, die Wassertrübe, die wahrscheinlich sehr weiche Konsistenz des seichten Meeresbodens, dazu die Nährstoffarmut des weißen Kalkschlammes scheinen in der Regel ein reiches benthonisches Tierleben verhindert zu haben. Bei den örtlichen Massenvorkommen der Megalodontiden weist ZAPFE darauf hin, daß die Tiere meist mit geschlossener Schale im Gestein stecken, so wie sie durch die Sedimentation erstickt wurden (ZAPFE, 1957).

Es ist also wohl so, daß diese Seichtwassersedimente, zum Hauptdolomit ist noch der Plattenkalk und der Dachsteinkalk zu zählen, als Bildungen aus Bereichen zeitweise rascher Kalkschlammablagerungen aufzufassen sind, in denen in der Regel nur ein geringes benthonisches Leben aufkommen konnte. Nur auf günstigen Flächen härteren Bodens siedelten sich Kalkalgen oder die bankbildenden Megalodontiden an. Die makroskopische Fossilarmut wäre demnach primär.

Plattenkalk

Im oberen Teil der norischen Serie wird die Sedimentation kalkig. Aus dem Hauptdolomit geht unter Einschaltung eines Übergangsbereiches graublauer, meist grobbankiger Kalk, der sogenannte Plattenkalk, hervor.

Dieser Übergang ist im Gebiet des Heuberges mit seinen ungestörten Lagerungsverhältnissen besonders gut zu beobachten. Man sieht eine innige Verzahnung von Kalk- und Dolomitbänken, die den allmählichen Umschwung in der Sedimentation vom Hauptdolomit zum Plattenkalk anzeigt.

Bei der Kartierung wurde die tiefste mächtigere Kalkbank als Grenze gegen den Hauptdolomit angenommen, im Gegensatz zu ALBRECHT (1953, S.90), der die Plattenkalkgrenze erst über der letzten Dolomitlage gezogen und dadurch eine bis

20 m mächtige Übergangszone noch in den Hauptdolomit gestellt hat. Eine derartige Grenzziehung dürfte aber wohl nur ganz lokal angebracht sein, denn, wie R.HUCKRIEDE (1959) bemerkt, bleibt dann in manchen Gebieten keine oder eine kaum ausscheidbare Oberrorzone übrig.

Neben dieser Übergangszone ist aber im Gebiet des Heuberges noch eine weitere Tatsache zu beobachten. Schon H.G. STEINMANN (1931) stellte heraus, daß die Grenze Hauptdolomit - Plattenkalk nicht einheitlich einem bestimmten stratigraphischen Niveau entspricht, sondern verschieden weit hinabreicht. So werden die unteren Bänke des Plattenkalkes vom Loissachtal nach Norden den Heuberg hinauf immer dolomitischer. Es schalten sich immer mehr Bänke reinen Dolomits ein, so daß am Nordhang des Berges die Grenze gegen den Hauptdolomit in einem höheren Niveau liegt als weiter südlich. Dieser Sachverhalt läßt sich weiter im Westen noch ein zweites Mal beobachten. Damit erweist sich die Grenze Plattenkalk - Hauptdolomit als reine Faziesgrenze.

Das Gestein ist dicht bis feinkörnig und recht hart. Beim Anschlag läßt es mit hellem Klang scharfkantige Splitter abspringen. Bei der Verwitterung bildet es oft eine bräunliche Rinde aus. Man kann dann einen mehr oder weniger breiten Saum und eine unbeeinflusste Kernzone erkennen. Diese Rinde ist eindeutig das Ergebnis chemischer Verwitterungsvorgänge, denn man sieht, daß sie in ihren Konturen streng der Gesteinsoberfläche folgt.

Auf der bevorzugt chemischen Verwitterung des Plattenkalks beruht auch seine Neigung, glatte, gerundete Oberflächenformen auszubilden. Ecken und Kanten als exponierte Punkte sind den Lösungsvorgängen in weit stärkerem Maße ausgesetzt, als z.B. die Schichtoberflächen. Sie werden deshalb viel stärker angegriffen als diese. Das Ergebnis sind die oben beschriebenen Formen, an denen der Plattenkalk im Gelände recht gut vom Hauptdolomit zu unterscheiden ist. Bei sehr reinem Plattenkalk kann es allerdings auch zu einer schratigen Verwitterung kommen.

Ein weiterer Unterschied zum liegenden Hauptdolomit ist das

ganz andersartige Verhalten bei tektonischer Beanspruchung. Während der Hauptdolomit, wie schon ausgeführt, ein engstehendes Kluftsystem ausbildet, wodurch das Gestein stark zerrüttet wird, scheint der Plattenkalk völlig unbeeinflusst zu bleiben, wenn man nicht die beim Wegspritzen abgeschlagener Gesteinssplitter zum Ausdruck kommende Spannung als Ergebnis tektonischer Belastung ansehen will.

Allerdings trifft das bisher Gesagte vor allem auf die recht reinen Ausbildungsformen von Hauptdolomit und Plattenkalk zu. Wie immer wieder bei der Behandlung der Gesteine mit Salzsäure festzustellen war, existieren aber alle Mischungsverhältnisse zwischen Kalziumkarbonat und Kalzium-Magnesiumkarbonat. Die Folgen sind alle möglichen Abweichungen von dieser Normalausbildung. Es kann also auch durchaus zur Ausbildung schrattiger Verwitterungsformen kommen, so z.B. südwestlich vom Schafkopf und in den Plattenkalkvorkommen südöstlich P. 1284. In beiden Fällen ist das Gestein scharfkantig und eckig, ganz im Gegensatz zu den gerundeten Formen des Plattenkalks im Schloßwald. Im Schliff zeigt der normale Typus des Plattenkalks eine dichte, graue Grundmasse, die aber meist immer von kleinen Kalkspatkristallen durchsetzt ist. Zweischalerreste sind zu beobachten. Sie treten bevorzugt im oberen Teil des Plattenkalkes auf.

Der Plattenkalk ist stets gut gebankt. Die Bankdicke kann aber in weiten Grenzen schwanken. Gar nicht so selten sind mehr oder weniger mächtige Mergellagen, die dem Plattenkalk eingeschaltet sind. Es kommt aber nie vor, daß dadurch die festen Bänke zurückgedrängt werden, sondern es werden nur Serien mit einem Wechsel zwischen Kalkbänkchen und Mergellagen bis zu einigen Dezimetern Mächtigkeit ausgebildet (Straße südlich des Grubenkopfes).

Diese Mergeleinschaltungen erschweren die Grenzziehung gegen die Kössener Schichten sehr, da Fossilien auch keine Hilfe geben. Wie schon bei der Abgrenzung gegen den Hauptdolomit erweist sich nämlich auch die Grenze Plattenkalk - Kössener Schichten als Faziesgrenze, die durchaus nicht mit der Stufengrenze Nor - Rhät zusammenfallen muß. Vielmehr

reichen die unterschiedlichen Sedimentationsverhältnisse mehr oder weniger weit hinauf.

Allerdings treten im Kartierungsgebiet im hangenden Teil des Plattenkalkes etwa 30 m unterhalb der ersten sicheren Kössener Schichten, für die Mergel mit zentimeterdicken Muschelschillagen charakteristisch sind, zwei 1,5 m mächtige Dolomitbänke in einem Abstand von etwa 5 m auf. Diese beiden Bänke geben einen sicheren Hinweis auf die Grenze Plattenkalk - Kössener Schichten, wenn man für den Grenzbereich einheitliche Faziesverhältnisse annehmen will. Da H.G. STEINMANN (1931) einen bis 1926 betriebenen Steinbruch an der Laberlaine (nicht Loberlaine, wie im Text und in der geologischen Karte zu lesen ist) erwähnt, in dem ebenfalls hart unter zweifelsfreien Kössener Schichten einzelne Dolomitlagen auftreten, scheint diese Annahme gar nicht so unbegründet. Auch A. LUTYJ-LUTENKO (1951) weist, für das Gebiet der Jachenau auf eine etwa 1 m mächtige, gelbliche Dolomitbank hin, die 10 - 15 m vom Liegenden der Kössener Schichten entfernt ist und von ihm als guter stratigraphischer Horizont benutzt wurde.

Fossilien helfen bei der Grenzziehung auch nicht weiter, da außer einem einzigen Fundpunkt millimetergroßer Schnecken vom Turritella-Typ (westlich der "Blauen Wand") nur unbestimmbare Zweischalerreste gefunden wurden. Diese können dann stellenweise so gehäuft auftreten, daß es zur Ausbildung echter Muschelschillkalke kommt (auf dem Weg Richtung P. 1093 und in den Schuttrinnen westlich der "Blauen Wand"). Diese Muschelschillkalke sind so dicht, daß man ihre organogene Natur oft erst von einem gewissen Verwitterungsstadium ab erkennen kann, während der frische Bruch nur eine glatte, homogene Fläche zeigt.

Außer den Dolomitbänken im Übergangsbereich Hauptdolomit - Plattenkalk und denen kurz unterhalb der Grenze gegen die Kössener Schichten, gibt es aber noch andere Dolomiteinschaltungen im Plattenkalk, so z.B. bei der Ruine Werdenfels und südlich der Klamm des Lahnenwiesgrabens. Derartige Dolomitlagen mögen die Ursache dafür gewesen sein, daß H.G. STEINMANN (1931) glaubte, Hauptdolomit als Schloßwaldmasse

auskartieren zu müssen. Diese Auffassung läßt sich allerdings nicht bestätigen, da es sich hierbei um Plattenkalk mit gelegentlichen Dolomitlagen handelt.

Die Mächtigkeit des Plattenkalks ist beträchtlich. Am Heuberg (westlich Farchant) erreicht er 400 m im Hirschbühelrücken mehr als 300 m; die wenigen Meter im Kramernordfuß sind tektonisch bedingt.

c.) Rhätische Stufe

Das oberostalpine Rhätprofil wird durch zwei Faziesausbildungen charakterisiert: die Kalkfazies des Rhätkalkes und die Fazies der überwiegend mergeligen Kössener Schichten. Beides sind im wesentlichen altersgleiche Bildungen, die sich verzahnen können. Den Beweis dafür konnte H.G. STEINMANN (1931) am Ostrand der Ammermulde erbringen. Dort ist die Abnahme der Rhätkalkmächtigkeit von Norden nach Süden zu beobachten. "In demselben Maße schwellen die Kössener Schichten an und es ist kein Zweifel, daß beide Fazies seitlich ineinander übergehen. Noch weiter nach Süden verschwindet die Kalkfazies völlig und die Kössener Schichten herrschen allein mit großer Mächtigkeit." (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S.42)

Beide Bildungen vertreten somit einander und charakterisieren mit ihrer unterschiedlichen Fazies nur die verschiedenen Bildungsräume, nämlich Becken- und Schwellenregion. Es handelt sich also in noch stärkerem Maße, als das H.G. STEINMANN für die Grenze Hauptdolomit - Plattenkalk zeigen konnte, um einen durch Übergänge vermittelten Fazieswechsel, der nicht nur vom Liegenden ins Hangende, sondern auch von Süden nach Norden stattfindet.

A. LUTYJ-LUTENKO (1951) und F.ALBRECHT (1955) entwickelten in ihren Arbeiten die von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) geäußerten Vorstellungen weiter. Letzterer stellt (S.90) heraus, daß in dem von ihm bearbeiteten Gebiet der Bankkalk (die Linderhof-Fazies bei KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931) als Riffschuttfazies, bei geringerer Mächtigkeit, eine flächenmäßig größere Verbreitung hat als der Korallenkalk (die

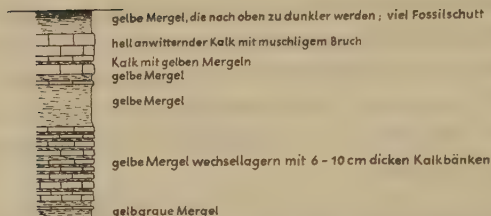
Geiselstein-Fazies bei KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931). Das Verhältnis beträgt etwa 3 : 2 und stimmt mit den Verhältnissen an rezenten Riffen im Roten Meer überein. Wohl in Anlehnung an die bei rezenten Barriere- (Wall-)riffen zu beobachtenden Bedingungen unterscheidet F. FABRICIUS (1961) beim kalkig-mergeligen Bereich noch eine dem Lande zugekehrte Zone mit deutlichem Kontinentaleinfluß - "back-reef" - und den dem Riff seewärts vorgelagerten Abschnitt, in dem die eigentliche Beckenfazies der Kössener Schichten zur Ausbildung kam.

Im Kartierungsgebiet selbst sind nur die Kössener Schichten ausgebildet; wir befinden uns also in einiger Entfernung südlich der, für diesen Raum etwa im Ammergebirge gelegenen, Schwellenzone.

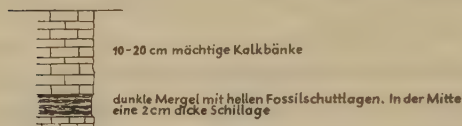
Hier entwickeln sich die Kössener Schichten durch Einschaltung mergeliger Zwischenlagen mehr oder weniger schnell aus dem Plattenkalk (s. auch Profil S.24). Die Kalkbänke werden weitgehend zurückgedrängt, die Mergel dominieren. Die Folge ist eine Zerteilung der Kössener Schichten des Arbeitsgebietes in eine geringmächtige, überwiegend kalkige Basis und eine ausgedehnte Mergelfolge mit eingeschalteten Kalklagen.

Im Kartierungsgebiet ist diese kalkige Basis etwa 12 - 15 m mächtig. Sie ist überall im Gelände, wo der betreffende Bereich aufgeschlossen ist, gut zu beobachten (neben der im feinstratigraphischen Profil aufgenommenen Schuttrinne westlich der "Blauen Wand" zum Beispiel auch bei der Einmündung des Stepberggrabens in den Lahnenwiesgraben. In beiden Fällen begünstigt inverse Lagerung die Aufschlußverhältnisse.). Deutlich bemerkbar machen sich diese Kalke des liegenden Teils der Kössener Schichten auch auf der Enningalm. Dort sind, im Bereich nördlich des Fleckgrabens und seiner westlichen Verlängerung, durch den Bach die ganzen weichen Partien des Rhätprofiles bis hinunter auf diese Kalke abgeschält worden. Südlich der angegebenen Linie dagegen folgt mit steiler Böschung, ein Zeichen, daß der Bach noch kräftig am Werke ist, die gesamte Abfolge der Kössener Schichten bis hinauf in den Jura.

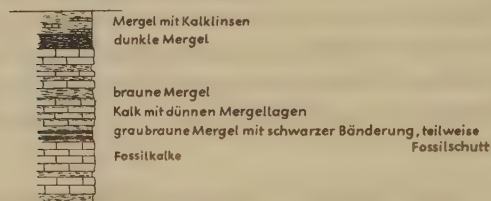
Feinstratigraphisches Profil aus dem Grenzbereich Plattenkalk – Kössener Schichten



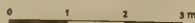
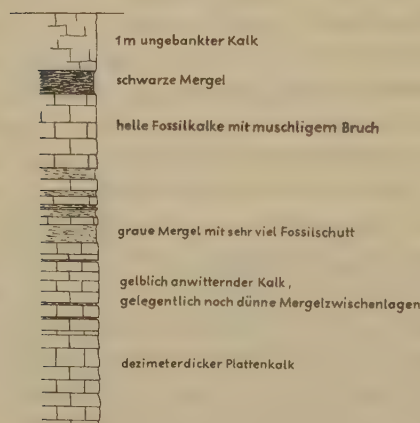
30m Schichtmächtigkeit verschüttet, anscheinend setzt sich aber der Wechsel Kalk - Mergel fort .



2,5 m teils verschüttet, teils Kalkbänke



3 m gestörte Zone



Aber nicht nur die eingeschalteten Mergellagen, sondern auch das Aussehen der Kalke weist auf eine Änderung der Sedimentationsverhältnisse im Vergleich zum Nor hin. Der zu beobachtende Pyritgehalt verleiht nämlich den Kalken und auch einem Teil der Mergel die typisch gelblich-graue Farbe der Kössener Gesteine. Außerdem findet man in der östlichen Lahnenwiesmulde, aber nicht nur dort, in diesen rauhflächigen Kalken Thecosmilien, durch die das Rhätalter auch faunistisch belegt wird.

Während man im Gebiet nördlich des Oberauer Sattels eine Häufung der Mergel im unteren Teil und der Kalke im oberen Teil der Kössener Schichten feststellen kann (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S.33), ist es hier also gewissermaßen umgekehrt. Wobei man allerdings berücksichtigen muß, daß diese wenigen Meter Kalk hier nicht die Bedeutung des Oberrhätkalkes dort erlangen.

Der Rest des Rhätprofiles wird von einer Mergelserie gebildet, der Kalkbänke bald einzeln, bald in dickeren Paketen eingeschaltet sind. Stets bleibt aber der mergelige Charakter der Abfolge erhalten. Auch sind die auftretenden Kalke jetzt (im Gegensatz zum Plattenkalk) auf Grund ihres beträchtlichen Tongehaltes recht weich. Eine Ausnahme bilden nur einzelne Korallenkalklagen, die gelegentlich auch noch in diesem mergeligen Teil der Kössener Schichten auftreten können.

Die Folge sind schlechte Aufschlüsse, denn zur geringen Härte des Materials kommt noch seine wasserstauende Eigenschaft, die eine reiche Vegetation zur Folge hat. So kommt es, daß man zwar die Kössener Schichten insgesamt, da sie von härteren Gesteinen (Plattenkalk und kalkigem Lias) eingerahmt werden, recht gut kartieren kann, genauere Angaben über den Aufbau der Serie aber nur bei überdurchschnittlichen Bedingungen möglich sind. Das ist im Kartierungsgebiet nur an wenigen Stellen der Fall, und ein nahezu komplettes Profil ist nur ein einziges Mal angeschnitten, und zwar östlich der Enningalm, von P. 1459 bachabwärts. Dort schneidet der Bach, vom obersten Teil der kalkigen Basis, das gesamte Rhät bis in den unteren Teil des Lias. (s. auch Profil S.27)

Dieses Profil (S. 27) und das Profil durch den kalkigen Basisbereich (S. 24) waren das Gerippe, das durch zusätzliche Beobachtungen vervollständigt werden konnte. So ergab sich trotz allem noch ein brauchbares Bild der Verhältnisse zur Zeit des Rhäts im Bereich der Lahnenwiesmulde.

Trotzdem weite Strecken des Profils Seite 27 verschüttet sind, zeigt es aber doch, daß über der kalkigen Basis, die im Bachknick östlich P. 1459 gerade noch angeschnitten wird, eine überwiegend mergelige Serie folgt. Denn bei nennenswerten Mengen härterer Kalke wäre es in diesem Bachanschnitt auch zu entsprechenden Aufschlüssen gekommen. Die Tatsache, daß nur gelegentlich ein paar Meter der Bachböschung einwandfrei aufgeschlossen sind, ist bei diesen, nicht einmal durch Faltung gestörten Lagerungsverhältnissen, nur ein Beweis für den Mergelcharakter der Abfolge.

Ein einziger zusammenhängender Kalkkomplex ist im ganzen Profil zu beobachten. Es handelt sich dabei um etwa 23 - 28 recht mergelige Kalkbänke, bei denen die auffällige Gleichmäßigkeit der Schichtmächtigkeiten (10 cm) und deren Ausbildung bemerkenswert ist. Sie haben einen gelbbraunen Farbton, vermergeln jedesmal nach oben und scheinen sehr fossilarm zu sein, denn weder Makro- noch Mikrofossilien konnten in diesem Bereich der doch sonst für ihren Fossilreichtum bekannten Kössener Schichten gefunden werden.

Im Vergleich mit den beiden anderen Stellen, an denen dieser Abschnitt des Rhätprofiles noch aufgeschlossen ist, (im Lahnenwiesgraben bei 900 m und 600 m nördlich P. 1093 im Brünstgraben) ergab sich außerdem ein Hinweis auf die auch im kleinen Bereich von 3 km recht unterschiedliche Sedimentation.

In beiden Aufschlüssen ist dieselbe Mergelkalk-Serie nämlich ungleich mächtiger ausgebildet als weiter westlich. Im Lahnenwies- und im Brünstgraben ist die Mächtigkeit mit etwa 8 Meter fast dreimal so groß wie östlich der Enningalm. Überhaupt scheint die Mächtigkeit der Kössener Schichten im östlichen Teil der Lahnenwiesmulde größer zu sein als weiter im Westen. So ist auch eine knapp meterdicke Ko-

Feinstratigraphisches Profil durch die Kössener Schichten südlich P1459

hellgraue Kalke des Lias, im Anschlag dunkelgrau,
aber heller als Kössener Kalke, z.T. nach oben vermergelnd
~ 40 m Lücke, Grashang, z.T. verschüttet

dunkelgraue Mergel, gelbbraun anwitternd, schlecht
aufgeschlossen, wahrscheinlich kaum Kalkbänkchen,
da nur feiner Mergelschutt

dunkelgraue Mergel, die gelbbraun anwittern, Fossilschutt
gelblich-brauner Kalk
dunkelgraue Mergel, die gelbbraun anwittern, viel Fossilschutt
gelblich-brauner Kalk
dunkelgraue Mergel, die gelbbraun anwittern

blauschwarze Mergel

25 m Lücke

Serie gelblich-brauner Kalke
die einzelnen Kalkbänke sind sehr mergelreich und
vermergeln jeweils nach oben

blauschwarze Mergel

Serie gelblich-brauner Kalke und Mergel

blauschwarze Mergel

stark mergelige Kalkserie mit viel Kalzitgängchen,
die Oberfläche der Kalke ist bucklig

Mergelserie, stark verschüttet

20 m Lücke, da Grashang

gelbbraune Mergel
gelbbrauner Kalk, nach oben vermergelnd
blauschwarze Mergel, fossilreich (Muscheln)
Muschelschill

blaugraue Mergelserie, stark verschüttet
ihr entsprechen die fossilreichen (Muscheln) Mergel,
die das Südufer des Fleckgrabens bilden

liegende Kalke der Kössener Schichten
im Anschlag blaugrau, verwittert gelbbraun



rallenkalkbank (östlich P. 857) östlich der Enningalm nicht wiederzufinden. Es muß also zur Zeit des Rhäts, ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen im Lias, der Meeresboden der westlichen Lahnenwiesmulde tiefer gelegen haben als der im Osten. Für Korallen war dort das Wasser offensichtlich zu tief oder zu trübe. Die Kalkkomplexe scheinen nach Westen stärker zu vermergeln und deshalb weniger in Erscheinung zu treten.

Eine tektonische Reduktion des Schichtbestandes im Westen kann auch nicht vorliegen, da diese in erster Linie ja die Mergel betreffen würde und nicht die dort fehlenden härteren Partien. Ganz abgesehen davon ist von einer stärkeren Tektonik in dem aufgenommenen Profil auch nichts zu merken. Der liegende kalkige Teil deutet zwar einen leichten Sattel an, das ganze restliche Profil fällt aber gleichmäßig gegen Süden ein.

Der Fossilreichtum der Kössener Schichten ist allgemein bekannt. Er ist auch hier zu beobachten und hat frühzeitig zu einer regen Sammeltätigkeit geführt. Schon G. WINKLER (1859) und C.W. GÜMBEL (1861) waren die besten Fundstellen bekannt. Den bei HEIMBACH (1895, S. 18) aufgeführten Stellen ist noch die erste Runse nordwestlich der Seleswand, gegen den Lahnenwiesgraben hinab, der obere Lahnenwiesgraben bei 1360 m und 1400 m und die südliche Böschung des Fleckgrabens hinzuzufügen. Man findet dort Aviculen, Ger-villien und Choristoceraten und, beim letzten Vorkommen, Terebrateln und Leda in großer Menge.

Leider sind die Choristoceraten schwer zu gewinnen, da die sie enthaltenden dunkelen Mergel erstens primär schon einen linsenartigen Aufbau im Zentimeterbereich aus Kalk- und Mergelmateriale zeigen, zweitens durch die Kramerauf-schiebung einigermaßen beansprucht sind. Beides führt dazu, daß das Gestein beim Anschlag scherbzig zerfällt, was zur Folge hat, daß nur selten komplette Individuen zu bergen sind. Weiter ist zu sagen, daß die Choristoceraten, wahrscheinlich auf Grund diagenetischer Vorgänge, stark abgeplattet sind. Außerdem zeigen sie eine gewisse Längung, was auf eine Beanspruchung in ac (Kramerauf-schie-

bung) hinweist. Durch Funde von Choristocerenbruchstücken, die senkrecht zur Schichtung eingebettet waren und diese Verformung nicht zeigen, kann man sagen, daß die diagenetische Schichtreduzierung der Mergel mindestens 2 : 1 betragen haben muß. Die Längung ist erkennbar, aber unbedeutend.

Aus dem Arbeitsgebiet sind bekannt geworden:

Anthozoa

Thecosmilia clathrata EMMR.
Thecosmilia de Filippi STOPP.
Thamnastrea rectilamellosa WINKL.

Brachiopoda

Rhynchonella fissicostata SUESS
Rhynchonella subrimosa SCHAFH.
Spiriferina Emmerichi SUESS
Cyrtina uncinata SCHAFH.
Spirigera oxycolpos EMMR.
Thecospira Haidingeri SUESS
Terebratula gregaria SUESS
Terebratula pyriformis SUESS
Waldheimia norica SUESS

Lamellibranchiata

Avicula contorta PORTL.
Avicula bavarica SCHAFH.
Avicula Azzarolae STOPP.
Avicula Kössenensis DITTM.
Avicula solitaria MOORE
Cassianella speciosa MER.
Pinna vomis WINKL.
Pinna papyracea STOPP.
Pinna Doetzkirchneri GÜMB.
Gervillia inflata SCHAFH.
Gervillia praecursor QUENST.
Lima praecursor QUENST.
Lima millepunctata GÜMB.
Pecten Falgeri MER.
Pecten acuteauritus SCHAFH.
Pecten Gumbeli DITTM.
Pecten janiriformis STOPP.
Pecten Mayeri WINKL.
Pecten rhaeticus GÜMB.
Pecten striatocostatus GÜMB.
Plicatula Archiaci STOPP.
Plicatula intusstriata EMMR.
Anomia alpina WINKL.
Placunopsis alpina WINKL.
Ostrea Kössenensis WINKL.
Mytilus minutus GOLDF.

Modiola Schafhäutli STUR.
Lithodomus faba WINKL.
Nucula Bocconis STOPP.
Nucula jugata GÜMB.
Leda bavarica WINKL.
Leda percaudata GÜMB.
Arca bavarica WINKL.
Arca pumila DITTM.
Schizodus Ewaldi BORNEM.
Schizodus cloacinus QUENST.
Myophoria Emmrichi WINKL.
Myophoria multiradiata WINKL.
Cardita austriaca HAUER
Cardita multiradiata EMMR.
Cardita munita STOPP.
Cardita papyracea DITTM.
Protocardia rhaetica MER.
Cyrena rhaetica LEPSIUS
Cypricardia alpina GÜMB.
Cypricardia decurtata WINKL.
Myacites Escheri WINKL.
Myacites Quenstedti GÜMB.
Myacites striatogranulatus MOORE
Pholadomya lagnalis SCHAFH.
Pholadomya lariana STOPP.
Cercomya Oppeli GÜMB.
Corbula alpina WINKL.

Gastropoda

Turbo diadema DITTM.
Turbo oculatus DITTM.
Turbo parvulus DITTM.
Phasianella cancellata DITTM.
Phasianella laevigata DITTM.
Trochus ascendens DITTM.
Trochus triangularis DITTM.
Neritopsis acuticostata DITTM.
Neritopsis paucivaricosa DITTM.
Natica alpina MER.
Natica rhaetica GÜMB.
Rissoa alpina GÜMB.
Turritella Zitteli SCHAF.
Chemnitzia alpina DITTM.
Spinigeria dubia DITTM.
Rostellaria cornuta DITTM.
Cylindrobullina ovalis MOORE

Cephalopoda

Nautilus fastigatus SCHAFH.
Choristoceras ammonitiforme GÜMB.
Choristoceras rhaeticum GÜMB.
Choristoceras annulatum GÜMB.
Choristoceras tortiliforme GÜMB.
Monophyllites planorboides GÜMB.
Arcestes tenuis POMP.

Vertebrata

Placodus Zitteli v. AMMON

Bei dem Profil östlich der Enningalm tauchte dann auch die Frage der Grenzziehung gegen den Lias auf. In der alten Karte ist diese Grenze etwa bei der Einmündung des Roten Grabens in den Lahnenwiesgraben gelegt worden. Dagegen ist verschiedenes zu sagen. Einmal würde dadurch die Mächtigkeit der mergeligen Serie der Kössener Schichten auf knapp 40 m reduziert, ein Betrag, der nach den allgemeinen Beobachtungen wesentlich zu niedrig ist. Zum anderen sind Beobachtungen anzuführen, die zwei andere Aufschlüsse zu dieser Frage erlauben. Es handelt sich dabei um das Juraprofil bei P. 1093 am Brünstgraben und um den Bachanschnitt in 1245 m Höhe westlich der Enningalm. In beiden Fällen beginnt der Lias mit einer kalkigen Basis, wie das auch aus der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes bekannt ist (z.B. R.ULRICH 1960). Zwar ist gerade im Bereich der Lahnenwiesmulde zur Zeit des Lias eine gewisse Differenzierung des Meeresbodens festzustellen, die aber in diesem Zusammenhang ohne Bedeutung ist.

Bei P. 1093 handelt es sich um hellere oder auch dunklere, graue Kalke mit dunklen Flecken und schwarzen Hornsteinknollen, im Graben westlich der Enningalm um gelblich graue mergelige Kalke, gelegentlich ebenfalls mit Flecken und Hornsteinlinsen, die den durch Arieten belegten Liaskalken auf dem Reitweg südlich der Enningalm entsprechen. Bei dem letzten Aufschluß ist außerdem noch von Interesse, daß diese Kalke von einer Serie grauer Mergel unterlagert werden, in der 150 cm unterhalb der Kalke eine auffällige 30 - 40 Zentimeter mächtige rote Partie steckt, nach der Art ihres Auftretens wohl ein Äquivalent der weiter aus dem Westen bekannten Schattwalder Schicht. Schlammproben aus dieser roten Mergellage waren allerdings leider fossilfrei.

Beide Kriterien: kalkige Basis und rote Mergellage unmittelbar unterhalb dieser Kalke zwangen dazu, die Grenze fast 100 m bachabwärts zu verlegen. Dort folgt nämlich auf eine mit Gras zugewachsene Senke eine lithologisch der Liasba-

sis entsprechende kalkige Serie. Und zwar handelt es sich wie bei dem Lias auf dem Reitweg südlich der Enningalm nicht nur um wenige Meter mächtigen Basiskalk, sondern ebenfalls um einen im wesentlichen kalkigen Komplex (s. auch Liasprofil).

Gegen die Grenzziehung in der alten Karte spricht weiter das Fehlen der roten Mergellage, von der man annehmen kann, daß eine 40 cm mächtige, farblich herausfallende Serie auf 1,5 km Entfernung im Streichen ihren Farbcharakter nicht völlig verlieren wird, zumal weiter östlich, im mittleren Teil der Lahnenwiesmulde, an zwei Stellen rot gefärbte Kössener Mergel zu beobachten waren.

Zusammenfassend kann man also sagen, daß die Ausbildung der Kössener Schichten der Lahnenwiesmulde der von R.

ULRICH (1960, S. 103) entspricht: "Die Basisschichten der tonig-mergeligen Kössener Schichten sind trotz einer gewissen faziellen Ähnlichkeit mit den obersten Schichten des Plattenkalkes durch eine typische Rhätfauuna von diesen abzugrenzen..... Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich 120 - 200 m, ist jedoch gelegentlich tektonisch auf wenige Meter reduziert. Der mittlere Teil der Kössener Schichten enthält bis zu 8 m mächtige gebankte Kalke, die im Streichen länger aushalten können. Den oberen Teil bilden schwarze, Choristoceras führende Mergel."

Weiterhin berichtet ULRICH von einer ungewöhnlichen Ausbildung der Kössener Schichten in einem Profil an der

Pfälzer Hütte: "Dort kommen in den oberen Partien fleckige Kalke und rötliche Tonschiefer vor, die auf Grund ihres Aussehens von SCHMIDT-THOME (1950) zum Lias gerechnet wurden. Durch Ammonitenfunde des tiefsten Lias in einer darüberliegenden Bank müssen diese Schichten ins Rhät gestellt werden. Es scheint sich um ähnliche Bildungen zu handeln, wie sie von den Schattwalder Schichten des Allgäu beschrieben werden."

Schließlich ist in diesem Zusammenhang noch auf das Schichtstreichen im Grenzbereich Rhät - Lias hinzuweisen. Es spricht ebenfalls gegen eine Grenzziehung im Sinne der alten Karte. Es ist nämlich eine langsame Drehung des Schichtstreichens von 90° im Gebiet der Enningalm auf 120° - 125° hinüber zum Lahnenwiesgraben südlich P. 1459 zu beobachten. Bei der vorhandenen Morphologie hat das eine Verlagerung der Grenze nach Süden zur Folge. Dadurch wird

die Verbindung zu den östlich und nördlich des Baches gelegenen Kössener Schichten hergestellt, ohne daß eine Blattverschiebung, wie sie die alte Karte verzeichnet, erforderlich ist. Ganz abgesehen davon, daß eine derartige Störung auch nicht festzustellen war.

In diesem Abschnitt muß endlich noch auf die Veränderungen eingegangen werden, die sich für die Kössener Schichten im Bereich der Stepbergalm und im Schart-Moos ergeben haben. Eine derartige weite Verbreitung wie sie die alte Karte angibt, erwies sich dort aus verschiedenen Gründen als nicht zutreffend. Einmal sprechen stratigraphische zum anderen tektonische Überlegungen dagegen.

Klar ist schon seit WINKLER (1859) das Vorkommen von Kössener Schichten in der Scharte P. 1662 südlich vom Hirschbühel. Dort folgen von Norden nach Süden in normaler stratigraphischer Abfolge auf dem Plattenkalk des Hirschbühels die Kössener Schichten. Allerdings ist höchstens das erste Drittel des Profils erhalten, denn südlich grenzt mit einer Störung der Hauptdolomit der Vorderen Ziegspitz dagegen. Anders als in der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) sehe ich hier keine Überschiebung der Kössener Schichten durch den Hauptdolomit, eine Auffassung, die im tektonischen Teil der Arbeit noch ausführlicher begründet werden wird.

Nach Westen ziehen diese Kössener Schichten zwar ins Schart-Moos hinunter, aber bei weitem nicht so weit, wie es die alte Karte darstellt. Während der Geländeaufnahmen ergab sich nämlich folgender Tatbestand: Mit der 1400 m - Isohypse ist wieder die kalkige Basis des Rhätprofils erreicht, wie ein guter Aufschluß zeigte. Außerdem zeigte ein Profil von der Hohen Ziegspitz ins Schart-Moos hinunter, daß der auf dem Kamm saiger stehende Hauptdolomit sich nach Norden zu von 1500 m ab langsam anfängt flacher zu legen, um in der großen Runse auf dem Schart-Moos mit 25⁰ flach nach Norden einzufallen. Da er damit in ein Gebiet reicht, das die alte Karte noch als Kössener Schichten ausweist, muß deren Verbreitung im Schart-Moos erheblich reduziert werden (s. auch tektonischen Teil).

2. Jura

Von besonderer Bedeutung für die paläogeographischen Vorstellungen dieser Gegend ist der Jura, sowohl in fazieller Hinsicht als auch durch die unterschiedlichen Schichtmächtigkeiten, die die einzelnen Aufschlüsse erkennen lassen. Es herrschen nämlich Verhältnisse, die durchaus den von R. ULRICH in der Karwendelmulde beobachteten entsprechen, nur daß sie hier spiegelbildlich dazu auftreten. Während dort die Schichtmächtigkeit von Osten nach Westen abnimmt, ist im Arbeitsgebiet von Osten nach Westen eine Mächtigkeitszunahme zu beobachten. Diese Tatsache war schon KOCKEL-RIECHTER-STEINMANN aufgefallen. Allerdings konnte im Rahmen ihrer Arbeit dem nicht weiter nachgegangen werden.

Die Verbreitung des Juras im Arbeitsgebiet beschränkt sich aus den schon in der Einleitung (S.7) angeführten Gründen auf den Westteil der Mulde. Nur am Brünstgraben bei P.1093 ist weiter östlich noch ein isoliertes Areal von der Erosion verschont geblieben. Gerade dieses wenige Quadratmeter große Vorkommen aber gewinnt, in Beziehung gesetzt zu dem weiter westlich vorhandenen Jura, einige Wichtigkeit, was anschliessend darzulegen versucht wird.

a.) Lias

Um Aussagen zu der angedeuteten Fragestellung machen zu können, war es naturgemäß nötig, möglichst vollständig aufgeschlossene, tektonisch nicht zu stark beeinflusste Profile zu untersuchen. Das ist im Arbeitsgebiet leider nur an zwei Stellen möglich. Sonst war, obwohl der Lias als geschlossene stratigraphische Abfolge im Gebiet der Enningalm zu verfolgen ist, auf Grund der Vegetation und der starken Spezialfaltung der recht faltungsfreudigen Mergelkalke, eine genauere Aussage unmöglich. Ein weiterer Mangel war die auffällige Fossilarmut, die eine genauere Horizontierung der Schichten in den beiden durchgehenden Profilen nicht erlaubte. So mußte hauptsächlich nach petrographischen Gesichtspunkten kartiert werden, was aber bei den recht deutlichen Begrenzungen des Schichtkomplexes, im

Hangenden durch roten Dogger, im Liegenden durch die Kössener Schichten (s.S. 31), keine nennenswerten Schwierigkeiten bereitete.

Bei den beiden näher zu besprechenden Liasabfolgen, die auch in Spezialprofilen aufgenommen worden sind, handelt es sich einmal um den Lias in der Wegkurve bei P. 1093 am Brünstgraben, zum anderen um den an das Kössener Profil anschließenden Lias südlich P. 1459, den Lahnenwiesgraben hinab und den von Südwesten zufließenden Graben hinauf.

Der Lias am Brünstgraben ist nur knapp 6 m mächtig. Es handelt sich um eine Serie dunkelgrauer bis schwärzlicher Kalke von unterschiedlicher Bankgüte und -mächtigkeit. Der Komplex ist im unteren Teil dickbankiger als im oberen. Eingeschaltete Mergel sind praktisch nicht vorhanden. Das Material für Schlammproben mußte aus den Schichtfugen gewonnen werden. Charakteristische Unterschiede zu den liegenden Kössener Schichten sind die bekannten Flecken des Lias und dunkle Hornsteine, die weniger schichtig als vielmehr knollig auftreten. Im Anschlag ist der Kalk scharfkantig und splittrig mit gelegentlichen Kalzitadern. Der Schliff zeigt neben Resten von Zweischalern und Echinodermen *Nodosaria* sp., die Schlammprobe nur *Encrinurus* Stielglieder.



Abb. 2 Profil durch den Jura bei P.1093 am Westufer des Brünstgrabens.

Diesen wenigen Metern praktisch nur kalkigem Lias steht weiter westlich auf der Enningalm eine etwa 120 m mächtige Abfolge von Kalken, Mergelkalken und Mergeln gegenüber. Das bedeutet, daß bei einer Entfernung dieser beiden Aufschlüsse von ungefähr 2,5 km Luftlinie die Mächtigkeit auf das Zweihundertfache gestiegen ist.

Das Profil ist als Uferböschung gut aufgeschlossen. Es wurde, soweit das möglich war, bankweise aufgenommen. Verschüttete oder zugewachsene Stellen werden als mergelige Einschaltungen interpretiert, da, von einer kleinen Mulde abgesehen, keine Tektonik zu beobachten ist. Lokal mag auch Moränenmaterial der Grund sein.

Da eine graphische Darstellung im sinnvollen Maßstab leider zu umfangreich geworden wäre, bleibt nur die detaillierte Beschreibung. In der Hoffnung, daß bei Arbeiten in der näheren Umgebung vielleicht eine Korrelationsmöglichkeit auf Grund bestimmter Bankfolgen besteht, wird das Geländeprotokoll beigelegt.

Liasprofil südlich P. 1459, den Lahnenwiesgraben hinab und den von Südwesten zufließenden Graben hinauf.

etwa 45 m Grashang bzw. verschüttet - Kössener Schichten

20	cm	Kalk	
34	cm	Kalk	
25	cm	Kalk	gelblichgraue Kalke, im Anschlag
7	cm	Kalk	dunkelgrau aber heller als Kössener Kalke, z.T. vermergeln
12	cm	Kalk	sie nach oben.
35	cm	Kalk	
30	cm	Kalk	
22	cm	mergeliger Kalk	
55	cm	Kalk, ev. 2 Bänke	

1 Meter Mächtigkeit verschüttet

etwa 13,5 m dickbankige Kalke, deren Schichten gegenseitig nicht abzugrenzen sind.

gut 10 m verschüttet - mergeliges Material mit viel Kalk

50	cm	Kalk	
15	cm	Kalk	
13	cm	Kalk	
13	cm	Kalk	
13	cm	Kalk	bräunlich bis graue Kalke, in Anschlag
16	cm	Kalk	dunkelgrau, scharfkantig-splittig, nur dünne Mergelzwischenlagen, z.T. fehlend, schlecht
12	cm	Kalk	meßbar, weil wellige Oberfläche.
20	cm	Kalk	
20	cm	Kalk	

- 10 cm Kalk Die Mergel entwickeln sich aus den
 8 cm Kalk Kalcken, sie enthalten teilweise
 4 cm Mergel Konkretionen.
 12 cm Kalk (58/78° S)
 15 cm blaugraue Mergel
 10 cm Kalk
 8 cm Mergel
 130 cm Wechsellagerung Kalk - Mergel wie eben. Die Kalk-
 bänke sind sehr mergelreich, konkretionär bis knol-
 lig, z.T. überhaupt keine durchgehenden Bänke, son-
 dern nur Konkretionsreihen.
 200 cm konkretionäre Kalkbänke in Wechsellagerung mit Mer-
 gellagen. Kalke durchschnittlich 10 cm, Zwischenla-
 gen 2 - 4 cm mächtig. Die Kalke sind weißlichgelb,
 das Zwischenmittel bläulich.
 140 cm Kalkbänke wie eben, aber nicht mehr so mergelig,
 Oberfläche noch gewellt, Mergellagen aber dünner.
 40 cm kalkiger Mergel
 20 cm Kalk
 30 cm Mergelkalk
 40 cm Kalk
 40 cm Kalk gelblichbraune bis graue Kalke
 30 cm Kalk und Mergel
 38 cm Kalk
 10 cm Kalk
 32 cm mergeliger Kalk
 40 cm Kalk
 10 cm mergeliger Kalk
 30 cm Kalk
 50 cm mergeliger Kalk (110/60° S)
 13 cm Kalk
 60 cm Kalk
 30 cm Kalk
 2 Meter Mächtigkeit verschüttet, wahrscheinlich die gleiche
 kalkige Abfolge wie eben.
 20 cm Kalk
 7 cm Mergel
 12 cm Kalk
 4 cm Mergel
 60 cm Kalk
 10 cm mergeliger Kalk hellgraue Kalke
 17 cm Kalk
 17 cm Kalk
 23 cm Kalk
 65 cm Kalk
 50 cm Kalk
 50 cm Kalk
 etwa 5 Meter Mächtigkeit verschüttet
 30 cm Kalk (70/20° S)
 30 cm Kalk
 15 cm Kalk
 55 cm Kalk
 etwa 10 Meter verschüttet
 350 cm Kalk (110/54° N) Bankmächtigkeit wie eben
 17 cm Kalk (107/85° N)

- 40 cm mergeliger Kalk
- 30 cm Kalk
- 20 cm mergeliger Kalk weißlichgelbe Kalke, innen hell-
- 40 cm verschüttet grau bis mittelgrau, selten noch
- 15 cm Kalk bläulich
- 30 cm Kalk (108/85° N)
- 20 cm mergeliger Kalk
- 15 cm Kalk
- 55 - 60 Meter bewachsen bzw. verschüttet
- 100 cm Kalk, 10 - 15 cm mächtige Bänke, schlecht meßbar,
weil dicht am Aufschluß keine Bankabgrenzung zu
sehen ist, z.T. konkretionär, kaum Mergelzwischen-
mittel, gelblichgrau bis bräunlich, im Anschlag
dunkelgrau.
- 25 cm Kalk
- 200 cm Kalk wie eben
- 40 cm Kalk
- 30 cm Kalk (130/50° S)
- 34 cm Kalk
- 4 Meter Mächtigkeit verschüttet
- 20 cm Kalk
- 75 cm Mergelkalk
- 28 cm Kalk, nach oben vermergelnd
- 20 cm Kalk, in Mergel übergehend
- 10 cm Mergel
- 20 cm Kalk
- 20 cm Kalkmergel
- 15 cm Kalk
- 95 cm Kalkmergel
- 100 cm verwachsen
- 15 cm Mergelkalk
- 28 cm Kalk
- 70 cm Mergelkalk
- 10 cm Kalk (105/67° S)
- 10 cm Mergelkalk
- 120 cm Lücke
- 300 cm wechsellagernd Kalk und Mergelkalk wie eben, Bank-
mächtigkeit 8 - 15 cm
- 340 cm verschüttet
- gut 5 Meter Kalk und Mergelkalk in Wechsellagerung wie eben
- 50 cm Kalk, hart, splittrig (109/56° S)
- 50 cm mergeliger Kalk, gelblichgrau, innen weißgrau
- 45 cm Kalk, splittrig, innen dunkelgrau, außen blaugrau
- 40 Meter Lücke im Bereich einer Verflachung
- 250 cm reiner Kalk in 8 - 10 cm mächtigen Lagen, bräun-
lichgrau, innen grau
- 10 Meter verschüttet
- 200 cm gelbbrauner Mergel
- etwa 10 Meter Schichtmächtigkeit verschüttet

25	cm	Kalk	
20	cm	Kalk	
28	cm	Kalk	Kalke verwittern rundlich, zerfallen
8	cm	Kalk	quaderförmig, Schichten schwer ab-
20	cm	Kalk	grenzbar, alles graue Kalke, innen
10	cm	Kalk	dunkelgrau, z.T. splittrig
12	cm	Kalk, mit großen, bis 10 cm langen, Kieselknollen	
14	cm	Kalk	
18	cm	Kalk mit Kieselknoten	
5	cm	Kalk	
20	cm	Kalk	
5	cm	Kalk	
10	cm	Kalk	Kalke wie eben
8	cm	Kalk	
15	cm	Kalk	
20	cm	Kalk	
14	cm	Kalk	
11	cm	Kalk	
20	cm	Kalk, innen und außen hell	
60	cm	heller Kalk	
50	cm	Kalk, hellgrau bis gelblichbraun	
4 Meter Mächtigkeit verschüttet			
250	cm	Kalk, mit Kieselknoten, außen grau bis hellbraun, innen grau, gelblichbraun bis rosa, fleckig, feinkbankig, die Bänke sind schlecht gegeneinander abzugrenzen	

rote, geflaserte Kalke = Dogger

Wie schon erwähnt, schließt die beschriebene Liasabfolge an das weiter vorn dargestellte Profil durch die Kössener Schichten an (s. S.27). Allerdings besteht kein unmittelbarer Schichtenübergang. Der ist leider durch eine etwa 45 m weite teils grasbewachsene, teils verschüttete Senke verdeckt. Im Abschnitt über die Kössener Schichten ist schon ausführlich argumentiert worden, weshalb diese 45 m im wesentlichen noch den Rhät zugerechnet werden müssen (s.S.31). Die Kriterien waren: eine rote Mergellage wenig unter der Liasbasis und deren kalkige Ausbildung, wie sie besonders am Reitweg südlich der Enningalm zu beobachten ist.

Dieser Reitweg erlaubt das Studium des Lias überhaupt sehr gut. Er gibt nämlich ein drittes Profil durch diese Abfolge, denn auf der Enningalm wird der Lias durch die Kössener Schichten unterlagert und etwas den Weg hinab folgen die roten Doggerkalke als das normale Hangende der Serie. Allerdings wurde wegen der beträchtlichen Spezialfaltung auf eine detaillierte Profilaufnahme verzichtet, da nicht sicher war, ob die Abfolge noch komplett ist. Durch die be-

trächtliche Raumverengung wird es vielmehr zur weitgehenden Ausquetschung des Mergelanteils gekommen sein. Ganz mergelfrei ist der Lias im Arbeitsgebiet aber sicher nicht.

Der kalkige Lias ist aber gut zu studieren: dunkle Hornsteinkalke, die bekannten Flecken der Fleckenmergel, runde, wulstige Schichtoberflächen, wie sie auch das beschriebene Profil zeigt, und eine recht gleichmäßige Bankmächtigkeit von durchschnittlich 20 cm. Gelegentlich sind den Mergelkalken härtere, splittrige Bänke eingeschaltet. Alles in allem die typische Ausbildung, die als Fleckenmergel bezeichnet wird, obwohl es sich nicht um Mergel, sondern um Mergelkalke handelt.

"Die typischen Fleckenmergel bestehen....aus einer regelmäßigen Folge von hellgelben bis hellgrauen, ziemlich festen Mergelkalken (mit ca. 81% CaCO_3) in Bänken von 8 - 20 cm Dicke, stets mit den bezeichnenden Flecken. Dazwischen sind dünne Lagen von grauen, weichen Mergeln eingeschaltet. So zeigt das Gestein eine ausgezeichnete Schichtung. Gelegentlich kommen auch reinere, sehr helle, rauh anwitternde Kalkbänke vor."

(KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S. 60)

Da die genauere Charakterisierung der einzelnen Schichten des geschlossenen Profiles der Zusammenstellung zu entnehmen ist, kann ich mich hier auf einige allgemeine Angaben beschränken. Zwar handelt es sich in der Lahnenwiesmulde um einen im wesentlichen kalkigen Lias, im Gegensatz aber zu dem Vorkommen am Brünstgraben ist der Mergelanteil weiter im Westen bedeutend größer. Auch der weiter vorn herausgestellte Gegensatz zu den Kössener Schichten ist deutlich zu erkennen. Der Lias südlich des Fleckgrabens ist wohl mergeliger als der bei P. 1093, dieser Mergelgehalt äußert sich aber im wesentlichen doch nur in der Ausbildung von mehr oder weniger mergeligen Kalken. Derartige Lagen dunkelgrauer bis schwärzlicher Mergel, wie sie das Profil der Kössener Schichten aufweist, existieren, zumindest in dieser Häufigkeit, nicht. Es ist vielmehr die typische Ausbildung der Fleckenmergel als Mergelkalke ohne eine nennenswerte Gliederung durch besondere Einschaltungen.

Die in den Lechtaler- und Allgäuer Alpen oft erwähnten Manganschiefer konnten nicht beobachtet werden. Es handelt

sich dabei ganz offensichtlich um lokale Ausbildung, eine Tatsache, auf die schon KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) hinweisen.

Der Lias im Arbeitsgebiet entspricht damit der Beschreibung wie sie V. JAKOBSSHAGEN (1959) für seine "älteren Fleckenmergel" gibt, nur, daß dort mit maximal 1000 m eine wesentlich größere Mächtigkeit erreicht wird.

Zur Erklärung der namengebenden Flecken dieser Serie sind die Untersuchungen von F. ALBRECHT (1953) anzuführen. Danach konnte nachgewiesen werden, daß es sich bei diesen Flecken um gyttja-ähnliche Faulschlammbildungen handelt, die sich insbesondere in Wurmbauten und sonstigen Vertiefungen des Meeresbodens ansammelten. Diese Ansicht, die auch schon von anderen Autoren geäußert worden ist, dürfte jetzt wohl als gesichert gelten.

Der SiO_2 -Gehalt der Fleckenmergel, der in den Hornsteinen angereichert ist, kann ohne große Mühe von Kieselorganismen hergeleitet werden, denn besonders Schwammnadeln sind im Schliff häufig zu beobachten.

Da über die Bildungstiefe der Fleckenmergel die Meinungen beträchtlich auseinandergehen, auch dazu noch ein paar Worte. Einige Autoren glauben sie als bathyale Bildungen deuten zu müssen (KNAUER, 1928, S. 37), während andere (M. RICHTER, 1923) aus eingelagerten Sandsteinen und Konglomeraten auf Flachmeerbildungen plädieren. Aus dem Arbeitsgebiet heraus kann zu diesem Fragenkomplex nicht näher Stellung genommen werden. Die hier zu beobachtende Mächtigkeitszunahme deutet meiner Ansicht aber darauf hin, daß es sich bestimmt nicht um Bildungen größerer Meerestiefe handeln kann. Die geringe Mächtigkeit des Lias am Brünstgraben, der ebenfalls Hornsteine führt, kann nicht als das Ergebnis beträchtlicher Landferne und daraus resultierender Sedimentarmut angesehen werden. Dagegen spricht die Ausbildung des Lias aus der näheren Umgebung des Arbeitsgebietes, besonders weiter nördlich im Ammergebirge.

Sehr auffällig ist die große Fossilarmut der Liasabfolge im Arbeitsgebiet, eine Tatsache, die auch schon bei früheren

Bearbeitungen deutlich wurde (KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S. 63). HEIMBACH (1895), der doch für die Kössener Schichten eine Unzahl von Fossilien aus diesem Gebiet gesammelt und bestimmt hat, konnte für den Lias auch keine nennenswerten Ergebnisse melden. Bekannt geworden sind eigentlich nur Arieten aus den Kalken südlich der Enningalm, ein *Grammoceras radians* BRONN aus dem Vorkommen nordwestlich vom Stepbergeck und *Rhynchonella* sp..

Diese Fossilarmut machte eine genauere zeitliche Einordnung der Serie leider unmöglich, was zu bedauern ist, denn die Fleckenmergel beschränken sich ja nicht nur auf den Lias. Vielmehr reicht ihre Ausbildung noch mehr oder weniger weit in den Dogger hinein.

Wenn auch auf Grund der angeführten Tatsachen eine direkte zeitliche Begrenzung nicht möglich war, so erlaubten Ammonitenfunde in den hangenden roten Doggerkalken (= Dogger B) doch eine beträchtliche Einengung des fraglichen Zeitraumes. Danach kann gesagt werden, daß im Arbeitsgebiet die Bildung der Fleckenmergel hauptsächlich auf den Lias beschränkt ist.

Schließlich noch ein Wort zu der im Arbeitsgebiet zu beobachtenden Mächtigkeitszunahme der Schichten in westlicher Richtung. Mit den angegebenen Werten zeigt sie ja eine beträchtliche Differenzierung des Meeresbodens auch in der Troglängsachse an; ein Sachverhalt, der meines Wissens nach weniger häufig zu beobachten ist, wenngleich er nicht weiter verwundern sollte. Schließlich ist nicht einzusehen, warum ein länglicher Sedimentationsraum überall die gleiche Absenkungsgeschwindigkeit haben soll.

Mächtigkeitsunterschiede derselben Schicht können theoretisch immer zwei Gründe haben. Einmal kann es sich um die aus der Landferne resultierende Sedimentarmut handeln, zum anderen sich ein Bereich relativ langsamerer Absenkung, im Verhältnis zur Umgebung, anzeigen. Da es sich hier um einen Trog mit ungefährrer West-Ost-Erstreckung handelt, dessen eines Ufer in nicht allzu großer Entfernung im Norden gelegen haben muß, kann man diesen geringmächtigen Lias im

Osten des Arbeitsgebietes wohl nur im Sinne des zweiten Argumentes als relativen Untiefenbereich interpretieren, zumal da, wie schon erwähnt, weiter im Osten dann wieder eine Zunahme der Schichtmächtigkeiten zu beobachten ist (R. ULRICH, 1960).

Leider sind im Arbeitsgebiet die Verhältnisse nicht so günstig wie im Bereich der Karwendelmulde. Besonders die dort auch in Nord-Süd-Richtung zu verfolgende Faziesdifferenzierung ist hier gar nicht möglich, denn die Verbreitung der entsprechenden Sedimente in dieser Richtung ist gleich Null. Der angedeutete Sachverhalt kommt meiner Ansicht aber trotzdem noch immer deutlich genug zur Geltung.

b.) Dogger

Aus dem Lias entwickelt sich unter Farbwechsel eine wenige Meter mächtige ebenfalls kalkige Serie, deren Ausbildung man sehr gut bei P. 1093 am Brünstgraben, in der Fortsetzung des Liasprofiles südlich P. 1459 und am Reitweg südlich der Enningalm studieren kann.

Im ersten Augenblick ist man geneigt, den roten, vielfach aber auch gelb oder grün gefleckten, flasrigen Kalk für die roten Aptychenschichten zu halten, doch liegt er, wenn auch über dem Lias, so doch einwandfrei unter dem Radiolarit. Da in dieser Gegend der Radiolarit aber stets im Liegenden der Aptychenschichten auftritt, muß dieser bunte Kalk dem Dogger zugerechnet werden.

Konnte in der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) seine Stellung nur auf Grund dieser Lagerungsverhältnisse gemutmaßt werden, da Fossilien nicht gefunden wurde, so gelang es jetzt, ihn auch biostratigraphisch zu fixieren. Nach der freundlichen Bestimmung durch Dr. G. HAHN handelt es sich bei den Funden um Vertreter der Ludwigia-Gruppe (U.F. Graphoceratinae), die für den Dogger β charakteristisch sind.

Das Gestein erinnert sehr an den Ammonitico rosso der Südalpen, nur daß es sich hier um eine recht geringmächtige Bildung handelt, die außerdem auch keine so reiche Ammoni-

tenfauna aufweist. Allzu selten sind die Ammoniten andererseits zwar auch nicht, doch sind sie durch die starke Flaserung des Gesteins meist so sehr in Mitleidenschaft gezogen, daß im allgemeinen nur unbrauchbare Bruchstücke zu bergen sind.

Die Mächtigkeit ist am Brünstgraben mit ungefähr 5 m recht gering. Sie nimmt in Richtung auf die Enningalm aber langsam zu und erreicht auf dem Reitweg südlich der Alm knapp 30 m. Die Mächtigkeit schwankt zwar lokal, da es infolge der Tektonik zu gelegentlichen Ausquetschungen gekommen ist, man kann aber trotzdem, wenn auch in geringerem Maße als beim Lias, eine Mächtigkeitszunahme nach Westen erkennen.

Sehr typisch für diesen roten Kalk ist seine starke Flaserung. Sie ist wohl allein tektonisch zu erklären, wenn auch das Gestein durch einen primären Wechsel von relativ dünnen Kalken mit feinen Tonlagen für derartige Deformationen besonders geeignet ist. Im Gelände ist die Serie, wenn man sich am Radiolarit orientiert, ganz gut zu verfolgen.

Zum Schluß noch eine kurze Beschreibung des Profils am Reitweg südlich der Enningalm:

Radiolarit - stark spezialgefaltet, 80/80° S
7 m roter, dünnbankiger Kalk, Ammonitenfund
10 m rosafarbener, zum Hangenden immer heller
werdender, dünnbankiger Kalk, 80/70° S
15 m roter, dünnbankiger Kalk
Lias - helle, 10 - 20 cm dicke Kalke

Radiolarit

Auf die roten Doggerkalke folgend und diese von den Malm-Aptychenschichten trennend liegt am Brünstgraben etwa 3 m Radiolarit. Sein Alter ist nicht genau festzustellen, da er allenfalls unbestimmbare Radiolarien enthält. Da aber die liegenden Kalke sich als Dogger B erwiesen haben, ist es sehr wahrscheinlich, daß der Radiolarit im Arbeitsgebiet schon vom oberen Dogger an sedimentiert worden ist. Ob und wie weit er in den Malm hinaufreicht, kann hier nicht ent-

schieden werden, denn die hangenden Aptychenschichten konnten zeitlich nicht weiter als auf Malm und Neokom untergliedert werden.

Die lithologische Ausbildung des Radiolarits wird einerseits durch bis 10 cm dicke Bänke von fast reinem Kieselsäurematerial, andererseits durch rote oder auch grüne Kalken mit mehr oder weniger hohem Kieselsäuregehalt bestimmt. Die reineren Bänke zerfallen gern in regelmäßige rechteckige Stücke, außerdem zeigen sie häufig durch Kalzit verheilte Sprünge. Ein beträchtlicher Teil der Serie wird aber durch Bänke dichten Kalkes gebildet, in denen das Kieselsäurematerial schichtig eingelagert ist. Stets ist es dann im mittleren Teil der einzelnen Bänke angereichert. Die Grenze vom Kieselsäurematerial gegen den einschließenden Kalk ist makroskopisch meist recht scharf ausgebildet, zumal ja die eingeschlossenen Lagen wegen der Löslichkeitsunterschiede deutlich herauspräpariert sind. Fälle, in denen eine Bank mit der Kieselsäurelage begann oder endete, konnten nicht beobachtet werden.

Die Faltungsfreudigkeit dieses Komplexes ist beachtlich. Er zeigt eine Eigenfaltung, die schon an Plastizität grenzt und im Bachbett des Lahnenwiesgrabens oberhalb vom Stepbergeck bis zur Schlingenbildung führt. Über die Mächtigkeit der Radiolaritserie etwas zu sagen, ist deshalb sehr schwer. Die 3 m im Aufschluß am Brünstgraben sind zufällig nicht gefaltet und geben damit ausnahmsweise einmal die Mächtigkeit direkt an. Nach Westen zu aber wird es schwierig. Sicher hat die schon für Lias und roten Doggerkalk festgestellte Mächtigkeitszunahme auch für den Radiolarit seine Gültigkeit. Unter dem Einfluß der Aufschuppung des Hirschbühelrückens ist es jedoch dort zu einer recht kräftigen Verfaltung dieses Komplexes gekommen, die so weit geht, daß zwischen 1250 m und 1400 m das Südufer des Lahnenwiesgrabens mit steilem Hang auf 100 m nur durch Radiolarit aufgebaut wird.

Ein anderes Beispiel sind die Verhältnisse am Krottenköpfl (nördlich vom Hirschbühel). Der dort vorhandene Radiolarit ist in der streichenden Fortsetzung unmittelbar weiter öst-

lich nicht zu finden, sondern setzt erst in einiger Entfernung wieder ein.

Die erwähnte Schlingenbildung im Bachbett des Lahnenwiesgrabens steht wahrscheinlich in Zusammenhang mit den bei der Ausbildung der Blattverschiebung des Windstierlkopfes auftretenden West-Ost-Bewegungen längs der Schuppenbahnen zurückzuführen.

c.) Malm

Während die Radiolaritserie durch das Auftreten recht reinen Radiolarits gegen die ebenfalls roten Doggerkalke im Liegenden recht gut abzugrenzen ist, besteht zu den hangenden Aptychenschichten ein gleitender Übergang. Der Kieselsäuregehalt nimmt ab und es treten wieder rote und grüne geflaserte Kalke auf.

So wird es verständlich, daß der rote Kalk unter der Radiolaritserie erst sehr spät als Dogger erkannt worden ist. Noch 1930 beschreibt BODEN in seinem "Geologischen Wanderbuch für die bayrischen Alpen" für das Arbeitsgebiet diesen Kalk als roten Lias. Dort Klarheit gebracht zu haben, ist einer der Verdienste der Arbeit von Kockel-Richter-Steinmann.

Am bequemsten ist die Ausbildung der Aptychenschichten wieder auf dem Reitweg südlich der Enningalm zu studieren. Hier führt im Anschluß an Lias, Doggerkalk und Radiolarit der Weg in südwestlicher Richtung schräg durch diese Serie, deren Bild hier durch keinerlei tektonische Komplikationen verwischt ist. Man erkennt einen unteren, bunten Teil, auf den graue, dann weiße und schließlich grüne Aptychenschichten folgen.

Der bunte Abschnitt ist etwa 30 m mächtig. Er wird durch rote und grünliche Flaserkalke aufgebaut und ist lithologisch schlecht von den Doggerkalken zu unterscheiden. Ohne die Einschaltung der Radiolaritserie wäre er von diesen praktisch nicht abzugrenzen. Da aber im Gegensatz zum

Schlierseegebiet¹⁾ hier kein weiterer Radiolarit existiert, ist auf Grund der Lagerungsverhältnisse die Einordnung klar.

Nach oben geht diese rote Serie unter Verblässen der intensiven roten Farbtöne über hellrot und rosa in mergelarme, graue Aptychenschichten über. Nach etwa 15 m sind dichte, weiße Kalke erreicht, die den Hauptteil der Malm-Aptychenschichten ausmachen. Dabei handelt es sich um sehr reine Kalke aus feinpelitischem Material mit dünnem Mergelzwischenmittel. Gelegentlich, wenn auch nicht sehr häufig, treten dunkle Hornsteine auf. Die Serie ist recht ebenbänig, bei einer Bankdicke von einigen Zentimetern bis 2 Dezimeter.

Im Gegensatz zu Vorkommen weiter nördlich im Ammergebirgshauptkamm²⁾ konnten dort beobachtete Sandkalkbänke, mit etwa 20 % wenig gerundeter Quarze, im Bereich der Lahnenwiesmulde nicht gefunden werden. Diese Anzeichen der nördlichen Begrenzung des Sedimentationsraumes machen sich hier also nicht mehr bemerkbar.

Fehlen schon diese feinkörnigeren Festlandshinweise, so existieren erst recht keine Konglomerateinschaltungen, von denen R. ULRICH aus der Karwendelmulde berichtet. Dort tritt eine Konglomeratserie von 5 - 25 m Mächtigkeit auf, deren nur wenig gerundete Komponenten aus kalkalpinem Material (Oberjura - Hauptdolomit) bestehen. ULRICH sieht darin, in Zusammenhang mit im Liegenden auftretenden Seichtwasserbildungen, Hinweise auf eine zeitweilige Hebung über den Meeresspiegel, durch die lokal Gebiete in den Bereich der Abtragung gelangten.³⁾

Im Arbeitsgebiet dagegen scheint, von Hebungen unbeeinflusst, die Sedimentation kontinuierlich weitergegangen zu sein, denn einheitlich besteht der Rest der Malmablagerun-

1) Dort tritt nach LEUCHS (1927) auch im Hangenden der Aptychenschichten Radiolarit auf.

2) freundliche Mitteilung von Dipl.-Geol. CHR. KUHNERT

3) Er bekräftigt damit die Ansichten von TRUSHEIM (1930).

gen aus den schon beschriebenen dichten, weißen Kalken.

Im Gelände sind die Aptychenschichten gut aufgeschlossen. Sie bilden ziemlich steile Hänge oder Absätze und im Krottenköpfl (nördlich des Hirschbühels) sogar einen der niedrigeren Gipfel des Gebietes; allerdings spielen dabei auch eingeschuppte Radiolaritlagen eine Rolle. Ihre Mächtigkeit ist wie bei allen Schichtgliedern des Juras in der Längsrichtung der Mulde unterschiedlich. Wieder erkennt man eine Zunahme in westlicher Richtung, wenn auch diesmal nur andeutungsweise. Am Brünstgraben sind über etwa 3 Metern roter Aptychenschichten nur noch wenige Meter grauer Aptychenschichten erhalten; der Rest ist schon abgetragen. Man kann dort also keine näheren Angaben mehr machen. Da aber die rote Serie, mit 3 m im Osten und 30 m im Westen, wieder eine Mächtigkeitszunahme erkennen läßt, wird man wohl nicht fehlgehen, wenn man das auch für den Rest der Aptychenschichten annimmt. In welcher Größenordnung sich diese Zunahme bewegt, ist diesmal aber nicht anzugeben. Die Gesamtmächtigkeit der Aptychenschichten beträgt im Westen etwa 130 m.

Der Fossilinhalt des ganzen Komplexes besteht, wie schon der Name sagt, im wesentlichen aus Aptychen. Örtlich massenhafte Zusammenschwemmungen, wie sie ULRICH aus der Karwendelmulde erwähnt, wurden im Arbeitsgebiet allerdings nicht beobachtet. Neben Aptychen sind aus der Lahnenwiesmulde noch Bruchstücke von Perisphincten und verdrückten Belemniten gefunden worden. Auffälligerweise beschränken sich diese Funde von Makrofossilien auf den roten Teil der Aptychenschichten, aus dem grauen und weißen ist bis jetzt nichts bekannt geworden. Mikroskopisch erweisen sich die Aptychenschichten als Kalkpelite mit massenhaft *Calpionella alpina* LOR. und, seltener, umkristallisierten Radiolarien.

3. Kreide

Aus dem Malm geht die Sedimentation kontinuierlich in die Kreide weiter, und zwar nach mikrolaläontologischen Untersuchungen durch W. ZEIL (1956), etwas weiter im Norden, im

Ammergebirge, bis hinauf ins untere Alb. Darauf legt sich transgressiv das Cenoman, mit Konglomeraten an der Basis. In der Zwischenzeit ist es ganz offensichtlich zu ersten gebirgsbildenden Bewegungen in diesem Teil der Alpen gekommen.

Im etwas weiter südlich gelegenen Bereich der Lahnenwiesmulde fehlt das Cenoman. Entweder wurde durch die orogene-tischen Bewegungen des mittleren Albs die weitere Sedimen-tation beendet oder aber eventuell abgelagertes Cenoman ist bereits wieder abgetragen. Die zweite Möglichkeit ist wahr-scheinlicher (s. weiter unten).

a.) Neokom

Folgt man dem Reitweg von der Enningalm weiter in südwest-licher Richtung, so bemerkt man einen Farbwechsel der Apty-chenschichten von grau-weiß nach grün. Man hat damit die Grenze zum Neokom überschritten, ohne daß sich am Gesteins-charakter etwas geändert hätte. Es sind die gleichen dichten Kalke mit dünnen Mergelzwischenlagen wie im Malm, nur eben jetzt mit grünlichen Farbtönen. Die Sedimentation hat also ohne besonderen Wechsel kontinuierlich angedauert. Die Grenzziehung Jura - Kreide ist dadurch recht problematisch.

Sieht man aber etwas genauer hin, dann lassen sich doch gewisse Unterschiede erkennen. Die Abfolge ist feinbankiger mit nur zentimeterdicken Lagen. Sie wird zum Hangenden hin mergeliger, zeigt wie der Lias wieder dunkle Flecken und außerdem die grüne Färbung. Im Gegensatz zu KOCKEL-RICHTER-DZIRINSMANN (1931), nach denen sich dieser Farbwechsel allmäh-lich einstellt und deshalb bei der Grenzziehung ein etwa 30 m mächtiger fraglicher Komplex übrigbleibt, konnte ich für die Lahnenwiesmulde feststellen, daß als Hangendes der Malm-Aptychenschichten noch einmal eine 1,5 m mächtige rote Kalkpartie auftritt, die die Abgrenzung gegen das Neokom erleichtert. Erst danach setzen die grünen Farben ein, also doch unmittelbarer als bisher angenommen wurde. Wieweit es sich bei dieser roten Partie um eine lokale Ausbildung han-delt, kann nicht beurteilt werden, allerdings wurde weiter

nördlich, im Ammergebirge, ein ähnlicher Sachverhalt beobachtet¹⁾. Auf jeden Fall war dadurch im Arbeitsgebiet eine einheitliche Grenzziehung gewährleistet.

Das Neokom südwestlich der Enningalm ist das einzige Kreidevorkommen in der Lahnenwiesmulde. Es handelt sich dabei um eine südvergente Mulde, die am Nordostende eingebrochen ist und im Südwesten schräg vom aufgeschuppten Hirschbühelrücken geschnitten wird. Der starken tektonischen Beeinflussung entsprechend ist das Gestein kräftig geflasert, und zwar derart stark, daß in den mergeligeren Partien kaum noch ein frischer Bruch geschlagen werden kann.

Die ganze Folge besteht aus Kalken und Mergelkalken. Analoge Bildungen zur weiter im Norden auftretenden Wetzsteinzone konnten nicht beobachtet werden.

Über die Mächtigkeit des vorhandenen Neokoms läßt sich gar nichts aussagen, denn die Mulde besitzt bei steilem Schichteinfallen zwar über 200 m Ausstrichsbreite, durch die starke tektonische Beanspruchung ist sie aber kräftig spezialgefaltet.

Die weiter nördlich, im Ammergebirge, durchzuführende lithologische Dreiteilung des Neokoms in Basiskalke, schmierige, grüne Mergel in der Mitte und bunte Mergel als Hangendes, ist im Arbeitsgebiet nicht möglich. Hier handelt es sich offensichtlich nur um die kalkige Basis des Neokoms, der Rest der Abfolge ist durch die Erosion schon entfernt worden. Daß die beiden anderen lithologischen Abteilungen nicht primär fehlen, zeigen Aufschlüsse an der Straße nach Garmisch, schon südwestlich außerhalb des Gebietes gelegen. Der Fossilinhalt beschränkt sich auf Aptychen und Duvalia sp..

1) freundliche Mitteilung von Dipl.-Geol. CHR. KUHNERT

D. TEKTONIK

Das Arbeitsgebiet gliedert sich tektonisch in einen Ost - West streichenden Muldenzug junger Schichten, Rhät bis Neokom, der als **L a h n e n w i e s m u l d e** bezeichnet wird und 2 begrenzenden Hauptdolomitkomplexen, **O b e r - a u e r S a t t e l** im Norden und **K r a m e r - O f e n - b e r g - M a s s e** im Süden. In die größeren Zusammenhänge gebracht entspricht die Lahnenwiesmulde dem südlichen Teil des Synklinoriums von HAHN.

Zum Anfang einige allgemeine Bemerkungen. Der Begriff Lahnenwiesmulde stammt von H. HEIMBACH, der das Gebiet 1895 im Rahmen einer Dissertation als erster detailliert bearbeitet hat. Davor existiert nur die geognostische Karte 1 : 100 000 von C.W. GÜMBEL. Obwohl der Arbeit eine tektonische Fragestellung zugrunde lag, sind die Hauptergebnisse des ZITTEL-Schülers doch mehr in der Bearbeitung der Fauna der Kössener Schichten zu sehen. Davon zeugt eine umfangreiche Fossiltabelle und die Zusammenstellung der Fossilfundpunkte des Gebietes. Zu seinen tektonischen Ergebnissen ist zu sagen, daß er zwar den gestörten Verband der Lahnenwiesmulde zum nördlich anschliessenden Oberauer Sattel erkannt hat, sonst aber zwei in sich geschlossene Mulden mit dem Hirschbühelrücken als trennendes Element kartierte, ohne den Schuppenbau der westlichen Lahnenwiesmulde zu bemerken.

Gut 30 Jahre später wurde das Gebiet als Teil der Ammergau-monographie von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) erneut bearbeitet. Inzwischen hatte auch, im Zuge der Auseinandersetzung über den Deckenbau der Alpen, der südliche Teil des Arbeitsgebietes ein gewisses Interesse erregt, da einige Autoren¹⁾ bei der Suche nach dem Nordrand der Inntal-Decke diesen im Nordabbruch des Kramermassives zu erkennen glaubten.

1) M. RICHTER 1927, 1929 und auch noch 1931 in der erwähnten Ammergau-Monographie, S. 142, sowie HABER.

Heute, weitere 30 Jahre später, schien es angebracht, neben der stratigraphisch-faziellen Frage, sich einmal kritisch mit den Argumenten auseinanderzusetzen, die zu einer Interpretation des tektonischen Beobachtungsmaterials im eben angedeuteten Sinne geführt hatten. Warum glaubte man in der Kramernordwand den Stirnrand einer Decke zu sehen? Welche Gründe sprachen dafür, welche dagegen? War es vielleicht möglich, die Tektonik des Gebietes ohne die Hilfskonstruktion eines Deckenschubes zu erklären? Wie waren die Phänomene jetzt zu ordnen? Schließlich war man aus Gründen, die außerhalb des Gebietes lagen, von der Deckenstirn nördlich des Kramers abgekommen.

Die Entwicklung der Ideen über den Bau der Alpen, seit dem Höhepunkt der Deckenlehre, hatte in anderen Gegenden der Alpen ja gezeigt, daß das Faktenmaterial oft auch ohne weitreichenden Deckenschub gedeutet werden kann. Hier sollte ein ähnlicher Versuch gemacht werden.

1. Der Oberauer Sattel

Vom Einfachen zum Komplizierten fortschreitend möchte ich zuerst den Oberauer Sattel behandeln. Mit gut 15 km Längserstreckung bildet der Oberauer Sattel den nördlichen Rahmen der Lahnenwiesmulde. Er taucht mit Gipsen im Sattelkern bei Oberau aus den Schottern des Loisachtales auf und läßt sich unter Ostnordost-(75°) Streichen bis zum Frieder¹⁾ westlich der Elmau verfolgen. Östlich des Loisachtales setzt er sich im Hauptdolomitgebiet der Eschenlaine fort.

Wie schon angedeutet zeigt er im östlichen Teil Achsensteigen gegen Westen, das bis nördlich vom Brünstelskopf anhält. Dann kehrt sich die Tendenz um und die Sattelachse taucht wieder ab. Aus den im Sattelkern auftretenden Vorkommen von Raibler Schichten läßt sich ein ungefähres Achsengefälle von knapp 7° berechnen, mit dem der Sattel von seiner Kulmination in beiden Richtungen einschiebt. Trotz dieses geringen Anstieges ergibt sich aber doch eine unge-

1) freundliche Mitteilung von cand.geol. KONZAN

fähre Höhendifferenz von 900 m zwischen den Raibler Schichten bei Oberau und den Vorkommen nördlich des Brünstelskopfes. Im östlichen Teil zeichnet der Gießenbach seinen Verlauf nach.

Beim Oberauer Sattel handelt es sich um eine Hauptdolomit-antiklinale ohne nennenswerte tektonische Komplikationen. Nur ein paar Loischstörungen staffeln, am Vorkommen der Raibler Schichten zu erkennen, den Sattel etwas und lenken so trotz eines allgemeinen West-Ost Streichens der Schichten, die Sattelachse in ostnordöstliche Richtung ab.

Zeigt der Oberauer Sattel zwar einen einfachen Aufbau, so besteht jedoch nur im östlichen Teil und dann noch einmal etwas weiter westlich ein normaler Übergang in die südlich anschließende Lahnenwiesmulde. Sonst grenzen über weite Strecken Oberauer Sattel und Lahnenwiesmulde mit Störungen aneinander. Und zwar handelt es sich dabei teils um Blattverschiebungen, teils um Abschiebungen.

Das Schichtfallen auf der Südflanke des Sattels läßt eine deutliche Abhängigkeit von der Raumverengung im Bereich der Lahnenwiesmulde erkennen. Es ändert sich entsprechend von Ost nach West. Im Heuberggebiet herrscht noch mittleres Südfallen, weiter westlich stellen sich die Schichten steiler, um östlich des Herrentisches saiger zu stehen.

2. Die Lahnenwiesmulde.

Nach Süden folgt auf den Oberauer Sattel eine Muldenzone junger Schichten, die seit HEIMBACH als L a h n e n - w i e s m u l d e bezeichnet wird. Sie enthält einen Schichtbestand vom Plattenkalk bis hinauf ins Neokom. Eine geschlossene Abfolge ist allerdings nur im Westen, auf der Enningalm, vollständig erhalten geblieben. Östlich vom Brünstgraben ist die Muldenfüllung schon bis hinunter zum Rhät ausgeräumt worden.

Wie der Oberauer Sattel sich aus dem Hauptdolomitgebiet der Eschenlaine entwickelt, so ist die Lahnenwiesmulde die westliche Fortsetzung der Krottenkopfmulde¹⁾.

1) J. NIEDERMAYER, 1936

Zwar handelt es sich bei der Lahnenwiesmulde um die normal auf den Sattel folgende südliche Einmuldung, doch existiert, wie schon bei der Besprechung des Oberauer Sattels erwähnt wurde, nur an zwei Stellen ein ungestörter Übergang von der Antiklinale in die Synklinale. Nur am östlichen Ende der Mulde, im Gebiet der Heuberge, und dann noch einmal etwas weiter westlich, ist für jeweils einen guten Kilometer die Sattelflanke zu beobachten. Sonst stoßen beide tektonischen Elemente mit steilen Abschiebungen oder Blattverschiebungen aneinander.

Aber auch die südliche Begrenzung der Mulde ist nicht normal ausgebildet. Dort besteht vielmehr auf der g a n z e n Länge ein tektonischer Kontakt, denn die Kramer-Ofenberg-Masse ist der Lahnenwiesmulde im Westen aufgeschuppt, im Osten auf sie überschoben. Während jedoch über den nördlichen Grenzverlauf kein Zweifel besteht, gibt es für die Grenzziehung zwischen Lahnenwiesmulde und Kramer-Ofenberg-Masse zwei Möglichkeiten.

Seit durch die Arbeit von M.RICHTER und H.G.STEINMANN (1927) der Schuppenbau im Westen des Gebietes bekannt geworden ist, kann man nämlich die Hirschbühelschuppe einmal zur Lahnenwiesmulde zum anderen zur Kramer-Ofenberg-Masse stellen, je nachdem, ob man die Störung nördlich des Hirschbühelrückens oder die über die Stepbergalm für die Hauptschubfläche des südlichen Hauptdolomitkomplexes hält. Beide Auffassungen werden vertreten.

In der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) wird der Hauptdolomit und Plattenkalk des Hirschbühelrückens mit den ihm auflagernden Kössener Schichten der Stepbergalm als tiefere Teilschuppe der Kramerüberschiebung angesehen. VIDAL (1953) faßt nur den Hauptdolomit südlich und südwestlich der Stepbergalm mit dem des Kramer massives zur Kramer-Ofenberg-Masse zusammen und sieht entsprechend die Grenze in der Störung über die Stepbergalm.

Ich kann mich weder KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) noch VIDAL (1953) anschließen, sondern halte beide fraglichen Störungen nur für zwei mehr oder weniger gleichwertige

Schuppenbahnen, durch die ein unterschiedliches tektonisches Verhalten auf den gleichen Beanspruchungsplan zum Ausdruck kommt. Im östlichen Teil des Gebietes wird überschoben, im westlichen geschuppt. Dabei setzt sich dann allerdings, meiner Auffassung nach, die Überschiebungsfläche des Kramermassives in der Störung über die Stepbergalm fort, jedoch in einem ganz anderen Sinne als bei VIDAL (1953). Da im folgenden Kapitel zu dieser Frage ausführlich Stellung genommen wird, bedarf es hier keiner weiteren Erörterungen.

Entsprechend einer solchen Interpretation gehört die Schuppe des Hirschbühelrückens dann zur Lahnenwiesmulde; sie wird deshalb in diesem Abschnitt besprochen.

Der eben angedeutete Sachverhalt kommt in der geologischen Karte und den dazugehörenden Profilen gut zum Ausdruck. Es ist auf den ersten Blick ein leicht gefalteter östlicher Bereich von einem geschuppten westlichen zu unterscheiden. Man könnte daraus folgern, daß der Einengungsbetrag im Osten der Lahnenwiesmulde kleiner gewesen sei, als im Westen. Diese Ansicht wird sich aber bei der Behandlung des südlichen Hauptdolomitkomplexes als ein Trugschluß erweisen, denn dort kann, glaube ich, gezeigt werden, daß die Frage Überschiebung oder Schuppung weniger von der einengenden Kraft als vielmehr von der Position der vorgelagerten Mulde abhängig ist. In dem Maße, in dem sich die Mulde nach Westen heraushebt, geht die Überschiebung und eine Aufschiebung über. Unterschiede für die Größe der Kompression anzunehmen, ist unnötig.

Als Folge des abtauchenden Oberauer Sattels öffnet sich die Lahnenwiesmulde nach Osten weit zum Loisachtal hin. Sie erreicht dort eine Ausstrichsbreite von 5 km. Hier ist die eine Stelle, an der ein intakter Muldenflügel ausgebildet ist. Aus dem Hauptdolomit der Heuberge entwickelt sich unter leichtem Südfallen der Plattenkalk. Da dieser bei flacher Lagerung noch leicht gewellt ist, andererseits die Erosion in der Nähe des Loisachtales schon die gesamte Muldenfüllung entfernt hat, erreicht der Plattenkalk eine großflächige Verbreitung. Mehrere Quadratkilometer der Mul-

de werden so einheitlich von Plattenkalk aufgebaut. Ganz im Süden, beim Sonnenbichl, folgen am Loisachtalrand auf den Plattenkalk noch die Kössener Schichten. Deren Streichen und Fallen zeigt deutlich an, daß in diesem Bereich der Hauptdolomit des Kramermassives mit flacher Überschiebung den südlichen Teil der Lahnenwiesmulde verdeckt, eine Beobachtung, die schon sehr alt ist.

Wendet man sich gegen Westen, dann verschmälert sich diese breite Mulde. Der Hauptdolomit Rücken des Oberauer Sattels zieht nach Westsüdwesten, der Kramer springt mit seiner Überschiebung nach Norden vor. Die Folge ist eine Verengung des beobachtbaren Muldenteil südlich des Herrentisches auf gut 1200 m Luftlinie.

Es wäre dies die zweite Stelle, an der ein ungestörter Zusammenhang zwischen Sattel und Mulde existiert. Allerdings macht sich das Vordringen des Kramers bemerkbar, denn während in den Heubergen sich der Plattenkalk unter leichtem Südfallen aus dem Hauptdolomit des Oberauer Sattels entwickelt, sind hier die Schichten steil Süd geneigt. Man kann sehen, wie nördlich P. 1307 erst flacher, dann steiler Südfallender Hauptdolomit sich südwestlich dieses Punktes bis zur Saigerstellung versteilt, mehrfach um diese herumpendelt und dabei einen stratigraphischen Übergang in den Plattenkalk der Mulde zeigt. Der verhält sich ähnlich, ja, südwestlich der "Blauen Wand" ist er sogar stark überkippt (50° Nordeinfallen). Auf Grund dieser tektonischen Verhältnisse ist dort dann auch der im stratigraphischen Teil der Arbeit beschriebene Übergang vom Plattenkalk in die Kössener Schichten so gut aufgeschlossen.

Eine weitere Folge des nach Norden drängenden Kramermassives ist die Tatsache, daß in diesem Bereich, wie es auch die Profile 3 und 4 zeigen, Plattenkalk aufgesattelt, die durch die Kössener Schichten angegebenen Mulden scharf eingengt, teilweise sogar zugeschoben werden, und daß sich südlich des Herrentisches primär sattelförmig angelegter Plattenkalk zu einer lokalen Schuppe entwickelt, die die nördliche Mulden von Kössener Schichten leicht überschiebt.

Schließlich wäre bei der Besprechung dieses östlichen Teils der Lahnenwiesmulde noch zu zwei früher geäußerten Meinungen Stellung zu nehmen. H.G.STEINMANN hat¹⁾ bei der Ruine Werdenfels Hauptdolomit zu erkennen geglaubt. Diese Schloßwaldmasse sollte an einer der Kramerüberschiebung analog verlaufenden Schubfläche auf den Plattenkalk und sogar noch auf die Kössener Schichten südlich der Klamm des Lahnenwiesgrabens aufgeschuppt sein. Wie ich schon im stratigraphischen Teil bei der Besprechung des Plattenkalkes (s.S.21) auseinandergesetzt habe, handelt es sich hier um einen Irrtum, der wohl durch die dem Plattenkalk gelegentlich eingeschalteten Dolomitlagen verursacht sein mag. Tatsächlich wird das ganze Gebiet durch Plattenkalk aufgebaut. Aber abgesehen davon, zeigt auch schon ein Blick auf die alte Karte, daß der auskartierte Hauptdolomit an dieser Stelle unwahrscheinlich ist. Vergleicht man nämlich die Mächtigkeiten des Plattenkalkes nördlich und südlich vom Hauptdolomit der Ruine Werdenfels, dann erkennt man einen so beträchtlichen Unterschied, daß schon aus diesem Grunde die Annahme einer Schloßwaldmasse fraglich ist. Im Bereich westlich der Klamm des Lahnenwiesgrabens ist auch nicht Hauptdolomit auf die Kössener Schichten aufgeschuppt, sondern dort entwickelt sich mit 40° Nord fallendem Südflügel eine Mulde der Kössener Schichten, für deren Achsenlage sich ein Wert von 114/18° W konstruieren läßt. Auf Grund dieser Tatsachen werden alle Schwierigkeiten hinfällig, die sich aus der Frage ergeben, womit diese Schloßwaldmasse zu parallelisieren sei, ob sie der Schuppe des Hirschbühlerrückens entspricht, oder ob es sich vielleicht doch bloß um eine Überschiebung erster Ordnung an der Basis des Kramers, also um einen aufgeschuppten Teil der Lahnenwiesmulde, handelt.

HEIMBACH (1895) dagegen, der den Schuppenbau im Westen des

.1) in KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931

Kartierungsgebietes noch nicht erkannt hatte, nahm für die Lahnenwiesmulde den Aufbau aus zwei Teilmulden, mit dem Hirschbühelrücken als trennenden Sattel, an. Seiner Auffassung nach entsprach der nördlichen Teilmulde (der Enningmulde) im Osten das Gebiet nördlich des Lahnenwiesgrabens, der südlichen Teilmulde (der Stepbergmulde) im Osten die Kössener Schichten am Sonnenbichl. Das östliche Äquivalent des Hirschbühelrückens sollte der Höhenzug sein, der sich vom Norden des Pflegersees zur Ruine Werdenfels hinzieht. Nur die nördliche Mulde sei vollständig erhalten, die südlich dagegen in ihrem mittleren Teil durch die Dolomitmassen des Kramermassives verdeckt. Dazu möchte ich sagen, daß auch ich für einen bestimmten Zeitpunkt der Kompression zwei Teilmulden annehme, die sich aber in östlicher Richtung weitgehend ausglätteten. Dort sind deshalb nur leichte Wellungen einer größeren Mulde zu beobachten. In diesen geringfügigen Verbiegungen die Fortsetzung der beiden westlichen Teilmulden sehen zu wollen, halte ich für zu gewagt.

Die westliche Lahnenwiesmulde ist, im Gegensatz zu den bisherigen Ausführungen dieses Abschnittes, durch einen Schuppenbau gekennzeichnet. Die seinerzeit von HEIMBACH angenommenen Mulden existieren nur andeutungsweise. Genau genommen handelt es sich bloß um zwei Teilmulden, von denen jeweils nur die nördliche Flanke erhalten geblieben ist. Das südliche Gegenstück ist durch streichende, steil Süd fallende Störungen weggeschnitten. Diese Störungen sind dem Geländebefund nach Schuppenbahnen, denn an ihnen sind ältere Schichten auf Jüngerer geschoben.

Zu diesen beiden Aufschiebungsflächen, von denen die nördlich des Hirschbühelrückens entlangführende auf über 2 km Länge als Doppelstörung mit Schubfetzen ausgebildet ist, kommt als nördliche Begrenzung der Enning-Teilmulde noch eine weitere streichende Störung, bei der es sich aber zum Unterschied von den beiden eben angeführten, um eine Abschiebung handelt. Auf den scheinbaren Widerspruch zwischen einer Abschiebung, die normalerweise ein Dehnungseffekt ist, und einer im wesentlichen Süd - Nord gerichteten Einengung, wird im Kapitel STÖRUNGEN noch näher eingegangen. Hier ist

nur von Bedeutung, daß, wie schon früher erwähnt, auch die westliche Lahnenwiesmulde im Norden durch einen tektonischen Kontakt begrenzt wird, an dem Plattenkalk in das Niveau des Hauptdolomits gebracht worden ist, eine Tatsache, die eben als Abschiebung interpretiert werden muß.

Als viertes tektonisches Element, das für die Verhältnisse dieses Teils der Lahnenwiesmulde von Bedeutung ist, sei eine weitere streichende Störung angeführt, die vom Stepbergeck nördlich des Lahnenwiesgrabens nach Westen zieht. Diese Störung, bei der es sich wieder um eine Aufschiebung handelt, erreicht aber nicht das Ausmaß der bisher angeführten, denn nach 1,5 km Länge verklingt sie schichtparallel. Sie findet dort ganz offensichtlich ihr Ende.

Blieben noch drei weitere Störungen von mehr oder weniger Wichtigkeit zu erwähnen. Die von der Stepbergalm den Stepberggraben hinabziehende Störung schneidet die Stepberg-Teilmulde im Osten ab, an einer kürzeren Nord - Süd verlaufenden Störung südlich vom Brünstelskopf ist Plattenkalk leicht auf Kössener Schichten geschuppt und an der vom Windstierlkopf in südwestlicher Richtung streichenden Blattverschiebung findet die Lahnenwiesmulde als Ganzes im Westen ihr Ende.

Man sieht an Hand des bisher Gesagten, daß die Gegenüberstellung eines östlichen und eines westlichen Bereichs der Lahnenwiesmulde auf Grund der unterschiedlichen tektonischen Situation durchaus berechtigt ist.

Beginnen wir bei der näheren Beschreibung im Süden mit der Stepberg-Teilmulde. Am Anfang dieses Kapitels habe ich bei der Begrenzung der Lahnenwiesmulde darauf hingewiesen, daß in der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) dieser südliche Komplex als tiefere Teilschuppe der Kramerüberschiebung angesehen und entsprechend als Hirschbühel-s c h u p p e bezeichnet wird. Da ich mich dieser Meinung nicht anschließen kann, nenne ich, meiner Interpretation gemäß, diesen Komplex Stepberg-Teil m u l d e. Beide Begriffe entsprechen also einander.

Die Stepberg-Teilmulde umfaßt nur drei Schichtglieder:

Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten. Von ihnen ist aber nur der Plattenkalk mit der geschlossenen Abfolge vertreten. Der Hauptdolomit ist auf den hangenden, die Kössener Schichten sind auf den liegenden Teil ihrer Serie reduziert. Die Schichten streichen Ost - West und fallen mittelsteil Süd. Der Plattenkalk zeigt Spezialfaltung, die besonders südlich des Hirschbühels zu beobachten ist.

Aber nicht nur der Plattenkalk fällt, als Folge dieser Spezialfaltung, gelegentlich nach Norden ein, sondern im Bereich des Stepbergecks auch der Hauptdolomit. Das ist für mich der eine Grund anzunehmen, daß es sich beim Hirschbühelrücken in der Anlage um einen die beiden Mulden trennenden Sattel gehandelt hat, der erst im Zuge der weiteren Einengung zu einer Schuppe umgestaltet wurde, im westlichen Teil stärker als im östlichen. Ein weiterer Hinweis ist die Tatsache, daß nördlich dieses Nord fallenden Hauptdolomits eine überkippte Mulde aus Plattenkalk und Kössener Schichten ausgebildet ist (s. auch Profil 6). Nur durch die weitere Raumverkürzung ist der Sattel - Mulden - Zusammenhang zerrissen und aus dem Sattel eine Schuppe geworden. Diese kommt, wegen des Abtauchens und Umbiegens der nördlichen Teilmulde nach Südwesten, in Richtung auf die Elmau zu auf immer jüngere Schichten zu liegen; westlich des Krottenköpfls auf Neokom.

Die überkippte Mulde im Plattenkalk habe ich deshalb zuerst angeführt, weil hier der angrenzende Hauptdolomit eben noch das Nordeinfallen erkennen läßt. Viel deutlicher kommt diese Muldenstellung aber auf der Enningalm und westlich davon zum Ausdruck (s. Profile 10 und 11). Dort ist die gesamte Schichtfolge der nördlichen Teilmulde, bis hinauf ins Neokom, nach Norden überkippt. Aber das gehört schon zur Besprechung der Enning-Teilmulde. Hier muß erst noch, um die Behandlung der südlichen Teilmulde abzuschließen, auf die Kössener Schichten der Stepbergalm eingegangen werden.

Die alte Karte verzeichnet dort Kössener Schichten in weiter Verbreitung. Wie schon im stratigraphischen Teil (S. 33) auseinandergesetzt wurde, konnte daran nicht festgehalten werden. Es hat sich vielmehr herausgestellt, daß, ganz im

Gegensatz dazu, auf der Stepbergalm die Kössener Schichten eigentlich recht spärlich verbreitet sind. Der wesentliche Grund dafür ist die neue Interpretation des Grenzverlaufes zwischen dem südlichen Hauptdolomitkomplex und der Stepberg-Teilmulde¹⁾. Durch sie muß die südliche Hälfte der Stepbergalm und des Schartmooses zur Kramer-Ofenberg-Masse gestellt werden. Kössener Schichten existieren nur auf dem Gebiet der Stepberg-Teilmulde am Südhang des Hirschbühelrückens. Da im Bereich der Alm große Flächen verwachsen sind und weiter nördlich der Hangschutt des Hirschbühelrückens einsetzt, bleiben eigentlich nur die Aufschlüsse im oberen Stepberggraben und in den Wegkehren westlich P.1662, dem bekannten WINKLER'schen Fundpunkt in der "Scharte".

Die in der nördlich des Hirschbühelrückens entlangziehenden Doppelstörung auftretenden Kössener Schichten, an einer Stelle aber auch Plattenkalk, sind als Schubspäne bei der Aufschuppung anzusehen.

Die nördliche Teilmulde ist, wie schon angedeutet wurde, wesentlich vollständiger ausgebildet. Allerdings beschränkt sich das auf ihren Schichtbestand, der bis ins Neokom reicht. Tektonisch handelt es sich ebenfalls nur um eine Teilmulde, doch ist im Gebiet südwestlich des Krottenköpfls gerade noch die Muldenumbiegung und damit der Südflügel angedeutet.

Die Tatsache eines Muldenordflügels macht sich, neben der Verteilung des Schichtbestandes, aber auch deutlich in der Topographie bemerkbar. Der Südhang des nördlichen Höhenzuges wird, bis auf den Windstierl, durch Plattenkalk aufgebaut. Auf halber Höhe erscheint eine erste Mulde eingefalteter Kössener Schichten und südlich der Enningalm folgt dann Jura und Neokom. Zusammen mit dem vorherrschenden Südfallen also ein klares Absteigen der Schichtfolge nach Süden.

Wieder ist die Faltungsfreudigkeit des Plattenkalkes zu beobachten. In der Nähe der Gratregion folgenden Abschie-

1) s. auch Kapitel KRAMER-OFENBERG-MASSSE

bung ist eine Spezialfaltung zu erkennen, die auf eine während der Abschiebung wirksame Einengung hinweist (s.auch Kapitel STÖRUNGEN). Der südlichere Teil der Enning-Teilmulde ist nicht so scharf gefaltet.

Es sind drei Spezialmulden ausgebildet, von denen die beiden nördlicheren nur Kössener Schichten, die südliche auch Jura und Neokom enthält. Dies ist die einzige Stelle der Lahnenwiesmulde, an der eine geschlossene stratigraphische Abfolge zu beobachten ist.

Dieser einfache Bau wird nun durch die schon geschilderten tektonischen Verhältnisse kompliziert. In KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) heißt es Seite 145: "Dort sind im Lahnenwieszug Schichten erhalten geblieben, die auf der Nordseite in ganz normaler Reihenfolge vom Plattenkalk über die Kössenschichten, schwarze Mergel und dunkle Kalke des Lias, Dogger, Radiolarite und Aptychenkalke des höheren Jura bis zum Neokom reichen. Auf der Südseite treten dann wieder Dogger, Lias und Rhätgesteine auf, so daß der Lahnenwieszug hier einen muldenartigen Eindruck macht. Indessen ist der scheinbare Südflügel keineswegs normal gebaut, sondern tektonisch durcheinandergeraten."

Dem kann man nur zustimmen. Einmal kommt Radiolarit durch die vom Stepbergeck in westlicher Richtung ziehende Abschiebung in das Niveau des Plattenkalks und der Kössener Schichten, zum anderen hat die in der Aufschuppung des Hirschbühlrückens zum Ausdruck kommende Raumverkürzung zu einer Spezialfaltung auch des Juras, zu Stauchungen, Ausdünnungen, ja Ausquetschungen ganzer Schichtpakete und zu einer starken Klüftung bestimmter Gesteinsserien geführt. Karte und Profile können davon nur einen schwachen Eindruck vermitteln.

Als Beispiel sei eine Detailskizze der Verhältnisse im Lahnenwiesgraben unterhalb 1400 m beigelegt. Aber selbst diese großmaßstäbliche Darstellung ist ungenügend, denn die tektonische Schichtreduzierung geht soweit, daß bei P. 1341 nur 1,5 m Lias zwischen Dogger auf der einen und Radiolarit auf der anderen Seite erhalten geblieben ist. Bei 1380 m ist im Bachbett des Lahnenwiesgrabens die Klüftung besonders deutlich zu beobachten. Es werden Doggerkalke, Radiolarit und bunte Aptychenschichten von ihr betroffen. Die

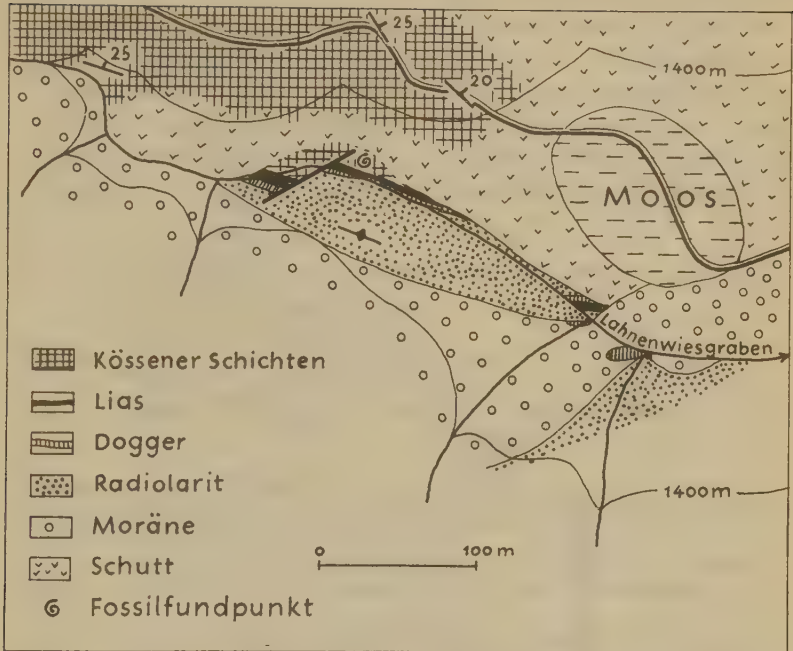
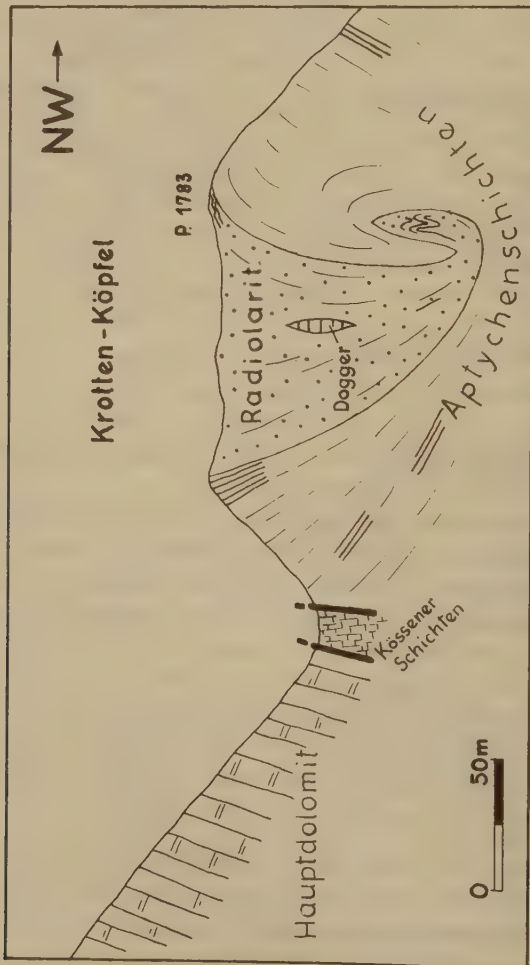


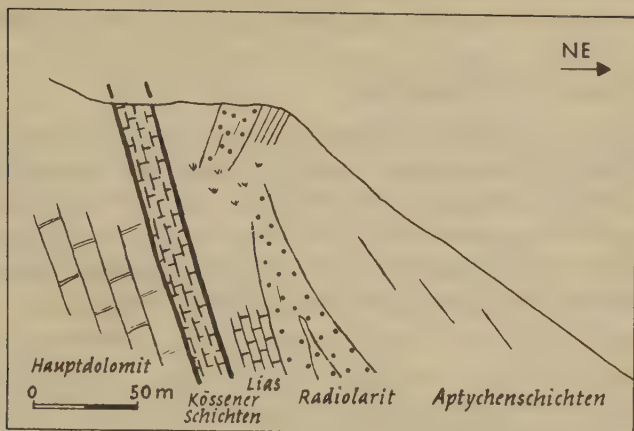
Abb. 3 Geologische Skizze im Bereich des Lahnenwiesgrabens unterhalb 1400 m.

saiger stehenden Schichten werden von einer ebenfalls saigeren Klüftung spitzwinklig geschnitten, so daß die Schichtung oft fast ganz verwischt ist. Es handelt sich um Seitenverschiebungen im Kleinen, denn meistens wird bei dieser Klüftung der östliche Teil um einige Millimeter bis wenige Zentimeter nach Nordosten versetzt. Einmal ist auch ein Versatz im Meterbereich festzustellen, das heißt, es wird eine kleine Störung ausgebildet. Charakteristisch ist, daß die Klüfte nach kurzem Verlauf immer wieder in die Schichtung einlenken und neue sich daraus lösen.

Die Verfallung des Juras äußert sich einmal in zwei Sätteln des Lias, zum anderen in der heftigen Fältelung der schon fast plastisch reagierenden Radiolaritserie. Ich habe bereits im stratigraphischen Teil darauf hingewiesen, daß

diese Spezialfaltung bis zur Schlingenbildung reicht und daß der am Krottenköpfl vorhandene Radiolarit direkt östlich in der streichenden Fortsetzung nicht zu verfolgen ist, sondern erst in einiger Entfernung wieder einsetzt. Hier, in unmittelbarer Nähe der Aufschiebungsfläche der Stepberg-Teilmulde, ist der Prozeß der tektonischen Beanspruchung nun soweit gegangen, daß, meiner Ansicht nach, Radiolarit diapirartig nach oben ausgequetscht worden ist.





2 Profile in der Nähe der Aufschiebungsfläche der Stepberg-Teilmulde auf die Enning-Teilmulde; nördlich vom Hirschbühl und nördlich P. 1833.

Das unterschiedliche Einfallen der Aufschiebungsfläche hängt mit dem Blickwinkel des Beobachters zusammen.

Anders kann man die beiden Abbildungen wohl kaum deuten, es sei denn, man läßt den Radiolarit von oben einspießen oder einwickeln. Dagegen spricht einmal die zweite Skizze, zum anderen die Tatsache, daß die Schuppenbahn nördlich des Hirschbühlrückens über eine streichende Länge von mindestens 1,5 km steil mit 68° Süd einfällt und damit eine nennenswerte Überlagerung durch den südlichen Hauptdolomitkomplex unwahrscheinlich ist.

Der angegebene Wert läßt sich aus drei Ansätzen mit einer Differenz von nur $1/2$ Grad berechnen. Er zeigt eine ebenso erstaunliche Konstanz, wie das im selben Bereich berechnete Streichen der Störung, für das sich ein Wert von 87° ergibt. Die Störung zieht also in der angegebenen Länge wie mit dem Messer geschnitten durch die Gegend.

Zum Streichen der Schichten in der Enning-Teilmulde ist zu sagen, daß Ost-West-Streichen vorherrscht. Nur im Zusammenhang mit dem Auf- und Abtauchen der Spezialmulden ergeben sich abweichende Werte. Allerdings beschränkt sich diese

Aussage auf das Gebiet östlich der Enningalm, westlich davon, zur Elmau hinunter, schwenkt das Schichtstreichen, bei gleichzeitigem Abtauchen der Mulde, auf Nordostrichtung ein.

3. Die Kramer-Ofenberg-Masse

Der südliche Hauptdolomitkomplex bedarf einer besonders ausführlichen Besprechung, einmal aus der in der Einleitung angedeuteten Situation eines früheren Deckenrandes mit allen sich daraus ergebenden Erörterungen, zum anderen weil die Mehrzahl der tektonischen Phänomene der eben besprochenen Lahnenwiesmulde auf ihn zurückzuführen sind.

In Anlehnung an VIDAL (1953) beziehe ich bei der Behandlung des Kramers seine in südwestlicher Richtung, schon etwas ausserhalb des Kartierungsgebietes, gelegene Fortsetzung in die Überlegungen mit ein, da beide eine tektonische Einheit bilden. Außerdem ist dieser südwestliche Teil bei der Diskussion des Überschiebungscharakters des Kramermassives von besonderer Bedeutung.

Die Kramermasse und ihre westliche Fortsetzung ist der südliche Rahmen der Lahnenwiesmulde. Übereinstimmend wird sie von M.RICHTER u. H.G.STEINMANN (1927), HABER (1927), M. RICHTER (1930), KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) und VIDAL (1953) als ein von Süden auf die jungen Schichten der Lahnenwiesmulde aufgeschobener Komplex betrachtet. Nach VIDAL (1953) stellt sie nur scheinbar ein höheres tektonisches Element dar¹⁾. In Wirklichkeit handele es sich um den durch Überschiebungsvorgänge von seiner Unterlage abgetrennten und vorgeprallten Nordflügel des Loisachtal-Deckensattels. Auch ein weiterer Bearbeiter, H.MILLER (1961), spricht von einer Überschiebung um einige Kilometer nach Norden. Er möchte allerdings den Begriff "Deckensattel" nur auf die sattelförmige Verbiegung zweier oder mehrerer aufeinanderliegender echter Decken angewendet wissen. Er schreibt deshalb, tektonisch neutraler, "Loisachtal-Sattel".

1) Eine Auffassung, die M.RICHTER schon 1937 (S.93) äußert und mit der er seine frühere Ansicht, der Kramer sei eine Fernschubmasse, revidiert.

Allen Autoren gemeinsam ist also die Vorstellung, daß dieser Hauptdolomitkomplex den südlichen Teil der Lahnenwiesmulde um mehrere Kilometer überschoben hat. Je nach dem Stand der Forschung wird eine unterschiedliche Schubweite angenommen.

Welche Beobachtungen haben nun dazu geführt, die Kramer-Ofenberg-Masse in derartige tektonische Überlegungen mit einzubeziehen? Es sind einmal die Verhältnisse am östlichen und westlichen Ende dieser tektonischen Einheit, zum anderen Vorstellungen, die sich Ende der zwanziger Jahre aus der Theorie eines deckenförmigen Aufbaues der nördlichen Kalkalpen ergaben.

Bei der Kramer-Ofenberg-Masse handelt es sich um einen im östlichen Teil bis fast 2000 m aufsteigenden Hauptdolomitkomplex, der in seinem ganzen Verlauf einen tektonischen Kontakt zur nördlich vorgelagerten Lahnenwiesmulde zeigt. Schon bei den ältesten geologischen Arbeiten in dieser Gegend war aufgefallen, daß die mächtigen Hauptdolomitmassen des Kramers in seinem Ostabbruch zum Loissachtal auf Kössener Schichten lagern, ältere Schichten also jüngere verdecken. Aber auch im Nordwesten und Westen liegen die Verhältnisse ähnlich. In der Elmau grenzt Hauptdolomit des Kramer-Ofenberg-Zuges mit tektonischem Kontakt gegen Neokom und im Neidernachtal bei Griesen wieder Hauptdolomit gegen Kössener Schichten.

Es war also durchaus naheliegend, bei einem dem Oberauer Sattel entsprechenden Achsenstreichen, die Vorkommen von Kössener Schichten am Sonnenbichl (Westrand des Loissachtals) und im Neidernachtal miteinander zu verbinden und anzunehmen, daß der südliche Teil der Lahnenwiesmulde durch die aufgeschobene Kramer-Ofenberg-Masse verdeckt wird.

Hinzu kommen noch einige Beobachtungen, die sich diesen Vorstellungen über den tektonischen Aufbau der Kramer-Ofenberg-Masse zwanglos einfügen, ja noch als eine weitere Bestätigung des angenommenen Sachverhaltes angesehen werden können. Es handelt sich dabei einmal um das Schwarzenbachthal (zwischen Grießberg und Ofenberg), wo man ein nach

Nordwesten offenes Halbfenster zu erkennen glaubte, zum anderen um einen Aufschluß von Kössener Schichten im Loissachtal, 500 m westlich von P.762,3.

Zu den Verhältnissen im Schwarzenbachtal ist einiges zu sagen. Nach der Karte 1:25 000 von VIDAL (1953)¹⁾ handelt es sich um einen erosiven Anschnitt im Hauptdolomit der Kramer-Ofenberg-Masse, durch den am südwestlichen Ufer des Schwarzenbaches eine Mulde von Aptychenschichten und Neokom freigelegt worden sein soll. Auffällig ist dabei, daß die Aptychenschichten im normalen Schichtverband mit Kössener Schichten stehen sollen, man also die Wahl hat zwischen einem primären Fehlen von Lias, Doggerkalk, und Radiolarit oder einer tektonischen Reduktion durch Ausquetschung der fehlenden Serien bei der Überschiebung der Kramer-Ofenberg-Masse.

Da, wie im stratigraphischen Teil der Arbeit ausgeführt worden ist, gerade der Lias im Bereich der Lahnenwiesmulde eine beträchtliche Mächtigkeitszunahme in westlicher Richtung erkennen läßt und auf der Enningalm immerhin etwa 120 m erreicht, ist schwer einzusehen, warum er hier primär fehlen sollte. Andererseits scheint es aber auch recht unwahrscheinlich, daß es zu einer vollständigen Ausquetschung dieser im wesentlichen doch kalkigen Serien gekommen sein sollte, während Kössener Schichten, Aptychenschichten und Neokom erhalten geblieben sind.

Da ich bei einer Begehung im Schwarzenbachtal aber keines dieser auskartierten Schichtglieder habe finden können, müssen sie jetzt verschüttet sein, oder aber es muß sich um einen Beobachtungsfehler gehandelt haben. Augenblicklich fließt der Schwarzenbach unmittelbar am Nordosthang des Ofenberges entlang, und da dieser mit ziemlich steilen Winkel aus der Schotterfläche aufsteigt, bin ich eigentlich geneigt, letzteres anzunehmen. Man sollte doch wenigstens

1) bei der Bearbeitung des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes aufgenommen.

grüngefärbtes Verwitterungsmaterial aus dem Neokom oder auch solches der bunten Aptychenschichten bemerken, wenn das Anstehende schon verschüttet ist. Es fanden sich aber nur Moränen- und Hauptdolomit-Verwitterungsprodukte. Auch ist, wenn überhaupt vorhanden, das Vorkommen sicher nicht so groß wie angegeben, denn in 10 - 20 m Höhe über dem Bachniveau steht schon der Hauptdolomit des Ofenberges an.

Schließlich ist in diesem Zusammenhang noch darauf hinzuweisen, daß VIDAL einerseits längs der Elmau-Straße eine Mulde im Hauptdolomit andeutet, indem er Raibler Kalke kartiert, andererseits aber von einer Zone stärkerer Bitumenanreicherung spricht, die sich durch sein ganzes Arbeitsgebiet, vom östlichen bis zum westlichen Kartenrand verfolgen läßt.¹⁾ Warum macht dieser Bitumenhorizont die Muldenstellung der Raibler Kalke nicht mit?

Diese Ausführungen nur, um zu zeigen, daß in dieser Gegend die Verhältnisse wahrscheinlich doch etwas anders liegen, als bei VIDAL (1953) dargestellt.

Bei den im Gschwand-Wald, etwa 500 m westlich P.762,3, wenige Meter über der Loisach anstehendem Vorkommen von Kössener Schichten, scheint es sich ebenfalls um einen Irrtum zu handeln, denn einer freundlichen Mitteilung von H. MILLER²⁾ zufolge waren dort keine einwandfreien Kössener Schichten zu beobachten. Möglicherweise geht dieser wahrscheinliche Beobachtungsfehler schon auf C.W.GÜMBEL zurück, denn VIDAL erwähnt, daß das fragliche Vorkommen bereits in dessen geognostischer Karte 1:100 000 verzeichnet sei. Nach der Auffassung von VIDAL (1953) handelt es sich bei diesen Kössener Schichten um einen tektonischen Schubspan aus dem Untergrund des Loisachtal-Deckensattels. Entsprechend interpretiert er ihn als einen Hinweis auf den Südflügel der Lahnenwies-Neidernachtal-Mulde.

1) Asphalttschiefer, deren Vorkommen an der Neidernachbrücke am Westfuß des Ofenberges und im Zieggraben am Südabfall des Griebßberges schon Gumbel (1861) bekannt war.

2) ".....konnte ich nichts finden, was ich hätte als anstehende Kössener Schichten kartieren mögen."

Echte Schwierigkeiten bereitet dagegen, das soll nicht verschwiegen werden, ein nur wenige Meter breiter Streifen von Aptychenschichten mitten im Hauptdolomit. Der Aufschluß soll im Brandgraben, nordöstlich der im Loisachtal gelegenen Ochsenhütte, zu suchen sein. Da ich dieses Vorkommen leider nicht persönlich kenne, kann ich dazu nicht Stellung nehmen. Im Laufe der weiteren Ausführungen wird aber noch verständlich werden, warum bei der Einordnung dieses Schubspanes, wenn vorhanden, beträchtliche Widersprüche auftauchen.

Bis hierher habe ich immer von der Kramer-Ofenberg-Masse gesprochen, als ob es sich bei diesem Begriff um eine klar umrissene tektonische Einheit handelt. Das trifft aber gar nicht zu. Zwar sind, wenn man von der Art des Kontaktes absieht, die Verhältnisse am östlichen und am westlichen Ende des Komplexes klar, über die nördliche Grenzziehung dazwischen gehen aber die Meinungen auseinander.

H.HEIMBACH (1895) hatte den Schuppenbau der westlichen Lahnenwiesmulde noch nicht bemerkt und deshalb nicht berücksichtigt. Wohl war ihm, durch die Überlagerung der Kössener Schichten mit Hauptdolomit im Ostabbruch des Kramermassives (Sonnenbichl), das Vorprellen des düdlichen Hauptdolomitkomplexes bekannt, er beschränkte es aber auf den östlichen Teil der Lahnenwiesmulde und kartierte im Westen auf der Enning- und der Stepbergalm zwei geschlossene Mulden aus. Nach seiner Auffassung war die südliche, die Stepbergmulde, bloß in ihrem östlichen Abschnitt durch den Hauptdolomit des Kramers verdeckt.

In der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) wird der Schuppenbau der westlichen Lahnenwiesmulde klar erkannt und deutlich herausgestellt. Es entsteht aber dadurch die Schwierigkeit, die Kramer-Ofenberg-Masse nach Norden zu begrenzen, denn nun hat man die Wahl zwischen der Schuppenbahn nördlich des Hirschbühelrückens und der über die Stepbergalm.

M. RICHTER¹⁾ wie auch HABER fassen übereinstimmend den Hauptdolomit und Plattenkalk des Hirschbühelrückens mit den ihm auflagernden Kössener Schichten der Stepbergalm als eine tiefere Teilschuppe der Kramer-Ofenberg-Masse auf und ziehen deren Nordgrenze über die Enningalm. Sie kommen dadurch auch am Westrand des Komplexes zu einer recht bedeutenden Schubweite. Im Gegensatz zur flachen Lage der Überschiebungsbahn im Ostteil der Lahnenwiesmulde würde diese mit knapp 70° S hier allerdings recht steil stehen. Um das flache Südfallen zu erlangen, das dem Halbfenster des Schwarzenbachtals entspräche, müßte die steile Schubfläche des Hirschbühelrückens in einem tieferen Niveau umbiegen.

Auch die Interpretation von VIDAL (1953) wird von der Fensteratur des Schwarzenbachtals bestimmt. Er läßt aber, im Gegensatz zu RICHTER und HABER, die Überschiebungsfläche nördlich des Griebßberges und der Ziegspitzen entlang zum Nordfuß des Kramers ziehen, entscheidet sich also für die über die Stepbergalm verlaufende Schubfläche. Allerdings sei sie westlich der "Scharte"²⁾ wegen der starken Schuttbedeckung nirgends aufgeschlossen. Erst westlich vom Griebßberg stößt Hauptdolomit gegen Neokom.

VIDAL (1953) folgt mit der Auffassung vom flachen Südfallen der Schubfläche der Vorstellung von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931), wie sie besonders in der der Arbeit beigelegten Karte zum Ausdruck kommt. Dort ist im Bereich der Stepbergalm ein deutliches Zurückspringen^o der tektonischen Grenze Hauptdolomit gegen Kössener Schichten verzeichnet.

Auf Grund meiner Kartierungsergebnisse kann ich mich keiner der dargestellten Interpretationen anschließen. Drei Punkte sprechen nämlich dagegen. Einmal handelt es sich um eine neu gefundene diagonale Seitenverschiebung (Loisachstörung), die die Lahnenwiesmulde im Westen abschneidet, zum anderen um Beobachtungen im Schartmoos, westlich der Stepbergalm selbst.

1) in KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S. 143

2) zwischen Hirschbühel und Vorderer Ziegspitz

Die Seitenverschiebung zieht, ihrem Wesen als Loisachstörung entsprechend, in südwestlicher Richtung vom Windstierlkopf in die Elmau hinab, ist als westlicher tektonischer Kontakt des Neokoms gegen Kössener Schichten im oberen Elmautal wieder zu beobachten und bildet meiner Auffassung nach die Störung: Hauptdolomit des westlichen Ofenberges gegen Kössener Schichten nordnordwestlich Griesen. Mit dem angegebenen Verlauf ist sie damit auf 8 km Länge zu verfolgen. Es handelt sich also um eine etwas bedeutendere Seitenverschiebung. Da sie im Kapitel STÖRUNGEN noch näher besprochen wird, braucht hier nicht weiter darauf eingegangen zu werden. Naturgemäß wird durch ihre Existenz das Bild der tektonischen Verhältnisse dieser Gegend verändert.

Ein weiteres Ergebnis, das sich schlecht in das bestehende Bild einfügen ließ, waren Beobachtungen im Schartmoos, westlich der Stepbergalm. Die dort auskartierten großen Flächen Kössener Schichten konnten nämlich nicht bestätigt werden. Vielmehr war Hauptdolomit in einer von der Hohen Ziegspitz herabführenden Runse bis in Gebiete zu verfolgen, die bisher als Kössener Schichten kartiert waren¹⁾. Auffällig war dabei auch die im Schichtfallen des Hauptdolomits zum Ausdruck kommende Muldenstellung (s. Profil 11), eine Tatsache, die für das Gebiet der Ziegspitzen auch schon bei früheren Kartierungen bemerkt worden war²⁾. Das bei den Ziegspitzen, dem recht unvermittelten Nordabfall des Kammes entsprechende, steile Nordfallen ließ sich in der Runse bei 1580 m wieder erkennen, konnte bei 1500 m auch noch gemessen werden ($90/80^{\circ}\text{N}$), um dann ziemlich plötzlich flacher zu werden. Von 5 zu 5 Metern ändert sich das Einfallen auf $100/60^{\circ}\text{N}$ und $70/30^{\circ}\text{N}$, und an einer Stelle wird ein Fallwert von 20°NW erreicht. In der jetzt nach Westen abbiegenden Schuttrinne läßt sich dieses flache Einfallen noch bis 1440 m hinab beobachten ($85/30^{\circ}\text{N}$, Hauptdolomit).

1) siehe auch Abschnitt: Kössener Schichten, S.

2) Profil von HABER in BODEN: Geologisches Wanderbuch für die bayrischen Alpen, S.181, und VIDAL (1953) Karte und Profile.

Welche tektonischen Konsequenzen ergeben sich aus dieser Beobachtung? Wir wollen einmal von der Frage absehen, ob es sich hier um die Hauptüberschiebung des Kramers handelt oder nur um die Schuppenbahn einer Teilschuppe, sondern uns über den V e r l a u f und die L a g e dieses tektonischen Kontaktes klar zu werden versuchen. Dabei soll nicht verheimlicht werden, daß es sich bei diesen Ausführungen auch nur um Schlußfolgerungen handelt, denn unterhalb 1500 m befinden wir uns in dieser Gegend schon im Schuttbereich. Diese Runse ist bloß ein glücklicher Aufschluß in der allgemeinen Verschüttung. Trotzdem scheinen mir die folgenden Überlegungen einen größeren Grad an Wahrscheinlichkeit zu besitzen, als die bisherigen Interpretationen.

Da der Hauptdolomit der Kramer-Ofenberg-Masse in der "Scharte" Kössener Schichten überschiebt, andererseits in der eben erwähnten Runse Hauptdolomit zu beobachten ist, kann die Störung wahlweise nördlich dieses Aufschlusses oder beliebig südlich davon entlanggeführt werden.

Nimmt man an, daß der Hauptdolomit der Runse in ungestörtem Zusammenhang mit dem der Ziegspitzen steht, dann muß man die Störung nördlich davon legen. Das hat aber zur Folge, daß, wie leicht nachzuprüfen ist, die Störungsfläche nicht flacher als etwa 70° S einfallen darf, ein Wert, der auffällig mit dem für das Einfallen der Schubfläche nördlich des Hirschbühlrückens übereinstimmt. Damit kann aber im Bereich des Schartmooses von einer flachliegenden Überschiebungsbahn nicht mehr die Rede sein.

Um diese zu retten, bliebe noch die angedeutete andere Möglichkeit. Man kann argumentieren, dieser Hauptdolomit gehöre nicht zu dem der Ziegspitzen, die Aufschiebung verlaufe vielmehr, durch den Schutt verdeckt, doch unmittelbar nördlich des Hauptdolomituzuges. Der Hauptdolomit der Runse gehöre schon zur überschobenen Unterlage.

Eine solche Interpretation hat aber folgende Schwierigkeiten: Angenommen dieser flach Nord fallende Hauptdolomit entspräche dem obersten Teil der Hauptdolomitabfolge der Unterlage, dann müßte zwischen diesem Aufschluß und den

Kössener Schichten in der "Scharte" noch der gesamte Plattenkalk untergebracht werden. Da ich aber die Kössener Schichten des Joches habe nach Westen bis etwa 1600 m hinab verfolgen können, andererseits der flach Nord fallende Hauptdolomit bei 1500 m liegt, blieben für den Plattenkalk ganze 100 m Höhendifferenz übrig. Der Plattenkalk des Hirschbühlrückens wird nun aber gut 300 m mächtig. Es ist also selbst bei horizontaler Lagerung unmöglich, ihn zwischen beiden Aufschlüssen unterzubringen.

Eine weitere Schwierigkeit besteht noch darin, daß im angenommenen Fall der fragliche Hauptdolomit dann dem im Nordhang des Hirschbühlrückens auftretendem Hauptdolomit entsprechen müßte. Um beide unter dem dazwischen liegenden Plattenkalk hindurch verbinden zu können, wäre ein flexurartiger Abschwung von dem mit 25°N einfallendem Vorkommen nötig, denn der steil Süd fallende Plattenkalk des Hirschbühlrückens zieht nach Westen den Hang bis unter 1300 m hinab. Es wären also mindestens 200 m Höhendifferenz zu überwinden.

Bleibe als letzte Möglichkeit noch der Ausweg, analog der Schuppenbahn nördlich des Hirschbühlrückens, im Schartmoos eine zusätzliche Störung anzunehmen, so daß der fragliche Hauptdolomit im Norden durch eine steil einfallende Schuppenbahn, im Süden durch eine flachliegende Überschiebung begrenzt wird. Das halte ich aber für eine unnötige Komplizierung der Situation. Dann kann man sich ja gleich mit einer nördlich des diskutierten Hauptdolomits entlangziehenden, steilstehenden Störungsfläche begnügen, die sich in einem tieferen Niveau flachlegt.

Dem Einwand, eine Aufschuppung im Muldenkern widerspräche mechanischen Vorstellungen, ist einmal entgegenzuhalten, daß die angeführten Tatsachen zu beobachten sind, zum anderen, daß Nord fallende Schichten eine flache Überschiebung aus südlicher Richtung auch nicht sehr plausibel machen.

Die angestellten Erörterungen über die Verhältnisse im Schartmoos machen es also sehr wahrscheinlich, daß es sich bei dem in der 'Scharte' zu beobachtenden tektonischen Kon-

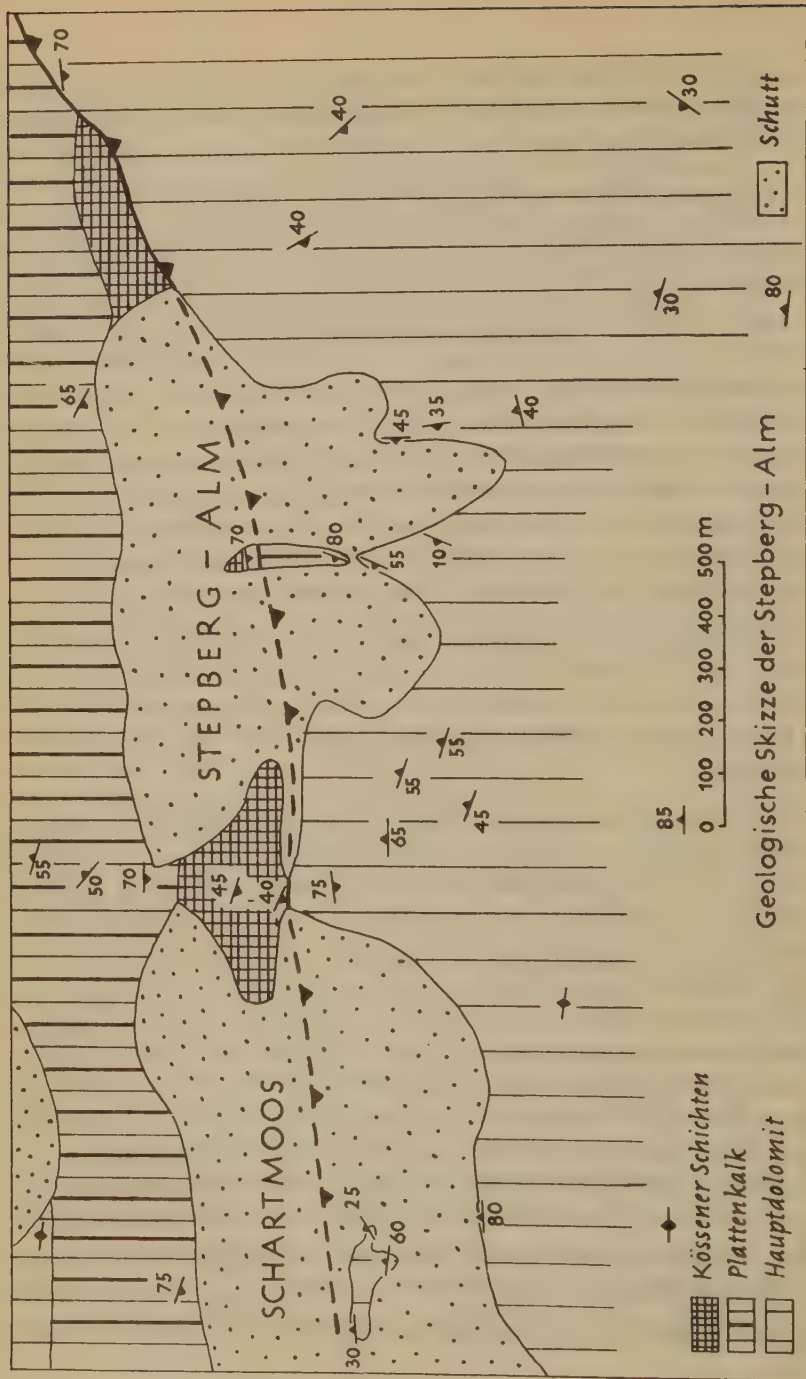
takt zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten, im Gegensatz zu den bisherigen Meinungen, um eine steil Süd fallende Schuppenbahn handelt. Minimales Einfallen $65 - 70^{\circ}\text{S}$.

Dritter zu diskutierender Sachverhalt sind die Verhältnisse auf der Stepbergalm, so wie sie sich nach der Kartierung darstellen. Hier sollten nach der Karte von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) und auch nach der Karte von VIDAL (1953) Kössener Schichten in weiter Verbreitung unter dem überschiebenden Hauptdolomit der Kramer-Ofenberg-Masse hervorsehen. Dieses ausgedehnte Auftreten des Rhäts schien eine erneute Bestätigung für das flache Südfallen der Überschiebungsbahn, denn die tektonische Grenze zwischen Hauptdolomit und Kössener Schichten wird in beiden Karten in weit nach Süden ausholendem Bogen um die Stepbergalm herumgeführt. Ganz offensichtlich wurden die Verhältnisse als das Ergebnis der Erosion im Überschiebungsrand gedeutet.

Auf den Widerspruch, der in der unterschiedlichen Höhenlage des flachliegenden Teils der Überschiebungsbahn steckt: Kramerabbruch zum Loisachtal bei 800 m, Stepbergalm bei 1550 m und Schwarzenbachtal bei 900 m, sei nur kurz hingewiesen.

Die erneute Kartierung erbrachte für die Stepbergalm ähnliche Ergebnisse wie für das Schartmoos. Auch hier mußte die Verbreitung der Kössener Schichten beträchtlich eingeschränkt werden (s. immer geologische Skizze S. 76). Zwar gibt es an ihrem Vorkommen im oberen Stepberggraben und in der "Scharte", bei P.1663 nichts zu zweifeln, und sicherlich besteht unter dem Schutt des südlichen Hirschbühlrückens hinweg zwischen beiden Aufschlüssen auch eine Verbindung, aber im Süden der Stepbergalm handelt es sich wohl doch um Schutt- und Moränenmaterial, das durch die mergeligen Verwitterungsprodukte der weiter nördlich gelegenen Kössener Schichten wasserstauend geworden ist. Daraus ergeben sich sehr leicht Verwechselungen mit eben diesen Kössener Schichten. So entspricht die Situation auf der Stepbergalm völlig der im Schartmoos.

Es waren aber nicht nur Analogieschlüsse, die zu einer sol-



chen Interpretation geführt haben, sondern auch neue Kartierungsergebnisse.

Die Stepbergalm wird von einem Nord - Süd verlaufenden, niedrigen Gehängeknick halbiert, der durch das Zurückschwenken der Höhenlinien auch in der topographischen Karte noch zum Ausdruck kommt. Wie es sich zeigte, ist seine Existenz und sein Verlauf aber nicht zufällig, sondern durch dort anstehenden Plattenkalk bedingt. Es handelt sich dabei um $0 - 20^{\circ}$ streichenden und steil West fallenden Plattenkalk in typischer Ausbildung. Diesen Plattenkalk kann man nach Süden bis etwa 1550 m verfolgen.

Kommt man andererseits die Kammer-Laine heraufgestiegen, dann kann man beobachten, wie zuerst Ost - West streichender Hauptdolomit über Nordost in die Nord-Süd-Richtung dreht. Folgt man dem westlichen der zwei, die Alm entwässernden, Gräben, so geht dieser etwa Nord streichende und West fallende Hauptdolomit bis 1530 m hinauf ($25/55^{\circ}\text{W}$). Erst dort verschwindet er auch im Bachbett unter dem Schutt.

Es ergibt sich also, daß bei entsprechendem Fallen und Streichen Hauptdolomit und Plattenkalk nur durch einen wenige Meter breiten (etwa 20 m Höhendifferenz) Schuttstreifen getrennt werden. Ich glaube, man kann, ohne zu weit am wahren Sachverhalt vorbeizuzielen, annehmen, daß es sich hier um den normalen Übergang vom einen in das andere Schichtglied handelt.

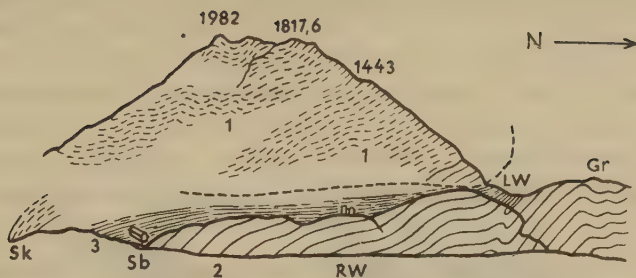
In der nördlichen Verlängerung des Plattenkalkkrückens trifft man auf $75/70^{\circ}\text{S}$ streichenden und fallenden Kössener Kalk. Beide Schichtglieder stoßen also mit ziemlichem Winkel aufeinander. Da der Plattenkalk sich nach Süden verfolgen läßt und an Hand der Meßwerte ein stratigraphischer Übergang in den Hauptdolomit sehr wahrscheinlich ist, möchte ich den tektonischen Kontakt der Kramer-Ofenberg-Masse gegen die Stepberg-Teilmulde an die nicht beobachtbare Stelle zwischen dem Meßwert für die Kössener Schichten und dem ersten für den Plattenkalk legen. Er käme damit genau an die Stelle zu liegen, wo er bei einem angenommenen steilen Einfallen zu erwarten wäre.

Es ergibt sich also auf der Stepbergalm eine weitere Bestätigung für die Annahme, daß der Hauptdolomit des Kramers und der Ziegspitzen nicht mit flacher Überschiebung die Kössener Schichten der Stepbergalm überfährt, sondern an steiler Störungsfläche (mit 70° S dem Schichtfallen entsprechend) aufgeschuppt ist.

Verfolgen wir die tektonische Begrenzung der Kramer-Ofenberg-Masse in nordöstlicher Richtung, dann haben wir vom mittleren Stepberggraben an wieder festen Boden unter den Füßen. Der Kontakt ist im Graben deutlich zu erkennen. Die südöstliche Bachseite besteht aus dem Hauptdolomit des Kramermassives, die nordwestliche zuerst aus Kössener Schichten, dann aus Plattenkalk und schließlich aus dem Hauptdolomit des Hirschbühlrückens. Über ihren Verlauf gibt es aber keinen Zweifel. Bei etwa 1250 m trifft sie erneut auf Plattenkalk, verläßt den Bachanriß und zieht als klarer tektonischer Kontakt zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk in nordöstlicher Richtung weiter. Beim Zufluß der Neuweid-Lahne in den Lahnenwiesgraben quert sie diesen, behält ihre Richtung noch einige 100 m bei, erreicht ihren nördlichsten Punkt und springt dann nach Südosten zurück. Auf dem letzten Stück ist sie nur schwer auszumachen, denn sie läuft schichtparallel durch steilstehenden Plattenkalk. Nachdem der nördliche Wendepunkt passiert ist, kann man sie wieder sicher an der Überlagerung der Kössener Schichten durch Plattenkalk erkennen.

Dieses stratigraphische Niveau behält sie von jetzt an im wesentlichen bei, wenngleich der Kontakt unter dem Schutt des steil aufragenden Hauptdolomitklotzes nur noch gelegentlich direkt zu beobachten ist. Die allgemeine geologische Situation läßt aber über ihre Lage keine Unklarheiten zu.

Wir haben damit die schon früher erwähnten eindeutigen Verhältnisse am Ostabfall des Kramermassives erreicht. Der Hauptdolomit springt bis zum Sommerkeller nördlich Garmisch zurück. Es ergibt sich so für diesen östlichen Abschnitt ein beobachtbarer Vorschub des Kramers von etwa 3 km in Süd - Nord-Richtung.



- | | |
|------------------------------|----------------------|
| RW Ruine Werdenfels | 1 Hauptdolomit |
| Sb Sonnenbichl | 2 Plattenkalk |
| Sk Sommerkeller bei Garmisch | 3 Kössener Schichten |
| LW Lahnenwiesgraben | |
| Gr Grubenkopf | |
- 0 500 1000 m

Abb. 4 Skizze des Ostabbruches des Kramer massives.
Abgeändert nach H.G.STEINMANN

Was ist nun über die Lage des tektonischen Kontaktes von der Stepbergalm bis zum Loisachtal zu sagen? Im Bereich der Einmündung der Neuweid-Lahne in den Lahnenwiesgraben zeigt sie ein schon in KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) beschriebenes steiles Einfallen mit 60° gegen Südosten. Nördlich des Lahnenwiesgrabens scheint die Fläche sich noch weiter zu versteilen, denn sie verschwindet in den $70 - 80^\circ$ SE fallenden Schichtflächen des Plattenkalkes. Von ihrem nördlichsten Punkt an zeigt sie dann auf einmal eine recht flache Lagerung. Dort liegt der Kontakt bei etwa 1100 m, unterhalb der Seleswände, 1 km in südöstlicher Richtung, bei 1000 m, auf dem Rest der Strecke fällt sie langsam bis auf 700 m ab. Dabei ist besonders auf der Strecke vom Pflegersee bis westlich des Sonnenbichls, also über gut 1 km Länge, eine weitgehend unveränderte Höhenlage von ungefähr 800 m zu beobachten. Da der Kontakt zwischen seinem nördlichsten Punkt (1100 m Höhe) und der Lage nördlich des Königsstandes (1000 m Höhe) im Lahnenwiesgraben bei 900 m liegt, deutet sich außerdem eine flache Wellung der Überschiebungsfläche an.

Als Illustration der Verhältnisse am Kramernordfuß sei hier eine Skizze aus KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) eingeschaltet (s. auch Abb.4).

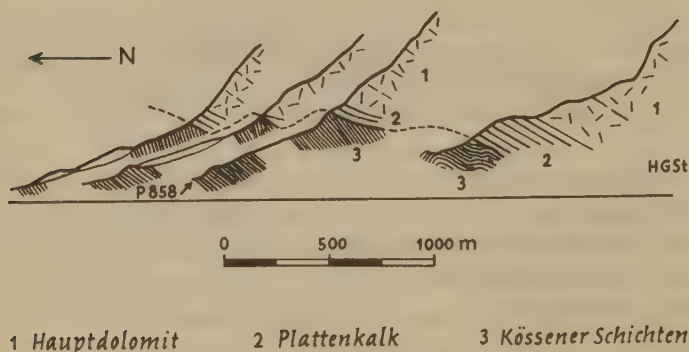


Abb. 5 Kramerüberschiebung auf die Lahnenwiesmulde.

Ich fasse die bisher in diesem Kapitel gemachten Ausführungen einmal kurz zusammen: Es wurde erstens eine Kritik der Verhältnisse im Schwarzenbach- und im Loisachtal gegeben, zweitens die Meinungen über die nördliche Begrenzung der Kramer-Ofenberg-Masse dargestellt und drittens ein vom Schartmoos durch den Stepberggraben bis nördlich Garmisch zu verfolgender tektonischer Kontakt diskutiert. Dabei wurden für diesen Kontakt beträchtliche Lagerungsunterschiede deutlich. Im westlichen Abschnitt handelt es sich um eine mit $60 - 70^{\circ}$ steil nach Süden einfallende Schuppenbahn, im östlichen Verlauf um eine flachliegende Überschiebungsbahn. Nachdem in aller Ausführlichkeit die Verhältnisse im Osten, Norden und Nordwesten der Kramer-Ofenberg-Masse erörtert worden sind, muß auch noch auf die südliche Begrenzung eingegangen werden. Dazu genügen wenige Sätze, denn so vieldeutig der Kontakt zur Lahnenwiesmulde ist, so klar ist die Situation hier.

Topographisch ist die Begrenzung der Kramer-Ofenberg-Masse durch den Lauf der Loisach gegeben. Geologisch bezeichnet der Fluß die Firstlinie des L o i s a c h t a l - S a t - t e l s, der sich als nördlicher Teilsattel aus dem Wamberger Sattel bei dessen Zweiteilung in westlicher Richtung entwickelt. Seit der Arbeit von VIDAL (1953) ist kein Zweifel mehr möglich, daß ein direkter Zusammenhang mit dem Faltenbau des nördlichen Vorlandes des Wettersteingebirges besteht.

Während früher nur die Vorkommen von Raibler Schichten südlich und östlich von Garmisch-Partenkirchen bekannt waren, konnte VIDAL nördlich und westlich des Bahnhofes Untergrainau noch weitere Raibler Schichten auffinden. Es handelt sich um Rauchwacken, die den Sattelkern des nördlichen Teilsattels bezeichnen. Von da ab taucht der Sattel in westlicher Richtung langsam ab.

Das Auftreten dieser Raibler Schichten zusammen mit dem steilen Einfallen des nördlichen tektonischen Kontaktes und den möglichen Zweifeln an der Existenz der Kössener Schichten 500 m westlich P.762,3 im Loisachtal sowie an den bisherigen Darstellungen der Verhältnisse im Schwarzenbachtal zwangen dazu, im westlichen Teil eine Überlagerung der Lahnenwiesmulde durch die Kramer-Ofenberg-Masse zu verneinen. Weiter im Osten ist der Hauptdolomit des südlichen Sattels abgesichert und nach Norden auf die Mulde überschoben, hier dagegen nicht.

Wären zum Schluß noch ein paar Worte über den Aufbau dieses Hauptdolomitkomplexes zu sagen, der ja keine so klaren Verhältnisse wie die Sattelstruktur des Oberauer Sattels zeigt.

Dazu sei auf Abbildung 4 (S.79) verwiesen. Die dort gegebene Skizze läßt die Überlagerung der Kössener Schichten der Lahnenwiesmulde durch Hauptdolomit und das flache Einfallen der überlagernden Schichten erkennen. Man sieht aber auch, daß der südliche Komplex invers liegt, denn Plattenkalk fällt unter Hauptdolomit ein. Diese Tatsache kommt in dem Kulissenprofil Abbildung 5 (S.80) ebenfalls zum Ausdruck. Da die Hauptdolomitserie im Arbeitsgebiet 800 - 1000 m mäch-

tig werden dürfte¹⁾, kann man hier im Osten fast für den ganzen Berg eine inverse Lagerung annehmen. Allenfalls die Gipfelregion könnte wieder normal liegen.

Leider fällt nur der kleinere Teil der Kramer-Ofenberg-Masse in das Arbeitsgebiet. Es ist deshalb nicht möglich an Hand eigener Untersuchungen genauere Angaben zu machen. Wie in der zusammenfassenden Darstellung zu zeigen versucht wird, gewinnen die tektonischen Deutungsversuche bei der Berücksichtigung der näheren Umgebung aber einen so großen Grad an Wahrscheinlichkeit, daß dieser Mangel nicht allzu sehr ins Gewicht fällt.

Im mittleren und westlichen Teil der Kramer-Ofenberg-Masse steht der Hauptdolomit saiger oder er fällt steil Nord. Es ist also eine ganz andere Situation als im Osten, die wohl nur im Zusammenhang mit der Lahnenwiesmulde ihre Erklärung finden dürfte. Die Achse der Lahnenwiesmulde steigt nämlich nach ihrer tiefsten Lage südlich des Herrentisches in westlicher Richtung wieder an, kulminiert auf der Enning- und wohl auch auf der Stepbergalm und aucht darauf nach Südwesten erneut ab.

Diese unterschiedliche Position der vorgelagerten Mulde scheint für die Ausbildung der Kramer-Ofenberg-Masse von entscheidender Bedeutung gewesen zu sein. Muldentiefstes : Überlagerung durch eine nordvergente, liegende Falte mit lokaler Überschiebung, Herausheben der Mulde nach Westen: aus der flachen Überschiebungsbahn wird ein steilstehender tektonischer Kontakt, eine Aufschiebung. M. RICHTER schreibt 1937, der Kramer überlagere die Lahnenwiesmulde in Form einer liegenden Falte. Dem kann man nur zustimmen. Einschränkend sei aber noch einmal darauf hingewiesen, daß diese Überlagerung sich nur auf das Kramer-massiv selbst, d.h. auf den östlichen Teil der Kramer-Ofenberg-Masse, beschränkt.

4. Schichtstreichen, Störungen, Auf- bzw. Abschiebungen.

Im Anschluß an die Behandlung der verschiedenen tektoni-

1) NIEDERMAYER gibt 800 m Hauptdolomitmächtigkeit an, VIDAL 800 - 1000 m.

schen Einheiten des Arbeitsgebietes möge nun noch, als Grundlage für das Schlußkapitel, eine kritische Zusammenstellung der das tektonische Geschehen anzeigenden Elemente folgen.

Betrachtet man das Schichtstreichen, so sieht man, daß es sich, wie zu erwarten, nach dem Verhalten der größeren tektonischen Elemente richtet. Es herrscht also Ost - West - Streichen vor. Nur wenn Teilsättel oder -mulden auf- oder abtauchen, konvergieren oder divergieren die Streichrichtungen. Das gilt im Kleinen wie im Großen.

Nachdem der Lahnenwieszug im Bereich südlich des Herrentisches sein Muldentiefstes erreicht hat, hebt er in westlicher Richtung langsam wieder heraus, kulminiert auf der Enning- und wohl auch auf der Stepbergalm und taucht dann erneut, diesmal recht kräftig, ab. Die Folge ist ein Drehen der Streichrichtung von 90° im Gebiet der Enningalm auf etwa 50° zur Elmau hinunter. Das gilt allerdings nur für die nördliche Teilmulde. Für die Stepberg-Teilmulde gibt es keine Hinweise auf ein Abtauchen nach Westen, es ist demzufolge auch keine Änderung der Streichwerte festzustellen.

Weitere Abweichungen von der normalen Streichrichtung sind noch in der Kramer-Ofenberg-Masse zu beobachten, und zwar im Ostabbruch des Kramermassives zur Loisach hin und im Süden der Stepbergalm.

Im östlichen Kramer ist, bei allerdings recht flachem Einfallen ($0 - 30^{\circ}$ SW) ein Streichen von $120 - 160^{\circ}$, maximal 180° zu messen. Diese Werte, die sich auch schon in der Kramerunterlage, westlich der Ruine Werdenfels, andeuten, scheinen ein Hinweis darauf zu sein, daß das Muldentiefste des Lahnenwieszuges etwas weiter westlich, schon unter dem Kramer, gesucht werden muß. Auf diesen Umstand ist aus anderen Gründen weiter oben schon einmal hingewiesen worden. Offensichtlich hat das Abtauchen der Unterlage nach Westen das Einfallen der Schichten des überlagernden Komplexes in dieselbe Richtung abgelenkt.

In dem Plattenkalkkrücken der südlichen Stepbergalm streichen die Schichten dagegen $0 - 20^{\circ}$ bei westlichem Einfal-

len. Es scheint sich hier um Erscheinungen an der Knickstelle der Aufschiebungsfläche zu handeln. Dies ist ja der Bereich, in dem die durch das Schartmoos West - Ost streichende Schuppenbahn nach Nordosten abbiegt und langsam in eine Überschiebung übergeht. Da ein Komplex auf der einen Seite nur eingeeengt werden kann, wenn er auf der einen Seite gelängt wird (Reißklüfte) oder aber auf der eingeeengten Seite die Raumverkürzung durch Spezialfaltung kompensiert wird, möchte ich dieses ungewöhnliche Streichen für einen derartigen Effekt halten. Komplikationen müssen in dieser Gegend auch deshalb erwartet werden, weil hier, entsprechend der Lage- und Funktionsänderung des nördlichen tektonischen Kontaktes, die liegende Falte sich wieder aufrichtet und die flach einfallenden Schichten des östlichen Abschnittes in die steile Lagerung des westlichen übergehen.

Von großer Bedeutung für die Interpretation der Tektonik dieses Gebietes sind dann die verschiedenen Störungen des Schichtverbandes: Überschiebung, Aufschiebung, Abschiebung, diagonale Seitenverschiebung. Es ist im Laufe dieser Arbeit schon verschiedentlich betont worden, daß der Muldenzug vorwiegend durch tektonische Kontakte begrenzt wird, sowohl gegen den Oberauer Sattel im Norden, als auch gegen die Kramer-Ofenberg-Masse im Süden. Wie sind diese Kontakte nun zu interpretieren?

Die Grenze zum Oberauer Sattel besteht aus einer saigeren bis steil Süd fallenden Störung, die vom Windstierlkopf bis südöstlich des Herrentisches dem Schichtstreichen folgt, um dann nach Nordosten abzubiegen und, am Auftreten der Raibler Schichten erkennbar, den Sattelkern des Oberauer Sattels zu staffeln. Sie erweist sich damit auf dieser letzten Strecke als diagonale Seitenverschiebung. Bei dem westlichen, schicht-parallelen Stück, muß es sich dagegen um eine Abschiebung handeln, denn dort ist Plattenkalk im Hauptdolomitniveau zu beobachten. In KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) heißt es dazu Seite 146: "Man erhält hier den Eindruck einer vorwiegend durch die Materialverschiedenheit zwischen Dolomit und Kalk bedingten, durch den faltenden S-N-Druck ausgelösten schuppenartigen Störung."

Wie man den zu beobachtenden Sachverhalt als Schuppung deuten will, ist nicht einzusehen. Auch die Profile zeigen deutlich, daß es sich zweifelsfrei um eine Abschiebung und nicht um eine Aufschiebung handelt. Ein Aufschiebungsvorgang, der die vorhandenen Verhältnisse schafft, ist meiner Ansicht nach nicht denkbar.

Ich habe früher schon darauf hingewiesen, daß im Geländebeobachtung ein Widerspruch zu stecken scheint: einerseits Abschiebung, andererseits eine klar Süd-Nord gerichtete Kompression, die z.B. nur 1,5 km weiter südlich zur Ausbildung einer beträchtlichen Schuppe geführt hat. Dieser Widerspruch findet aber seine logische Erklärung, wenn man sich Gedankengänge zu eigen macht, wie sie M.RICHTER (1958) publiziert hat¹⁾. Der ganze Faltungsvorgang ist ja, wie viele Dinge in der Natur, in erster Linie ein Volumenproblem; eine bestimmte Materialmenge soll auf kleinerem Raum untergebracht werden. Das ist nur möglich, wenn Ausweichbewegungen, vorwiegend nach oben, erfolgen. Ergebnis: die Faltenlängsachsen werden verbogen.

Wie wir im Schlußkapitel sehen werden, scheint außerdem ein kausaler Zusammenhang zwischen Sattelachsenkulmination und Muldenachsendepression zu bestehen, besonders, wenn eine 800 - 1000 m mächtige Hauptdolomitplatte als kompetente Einlage zur Verfügung steht. Zu beobachten ist jedenfalls (nicht nur hier), daß südlich der Stelle, an der der Oberauer Sattel kulminiert, die tiefste Stelle der Lahnenwiesmulde zu suchen ist. Ich habe bei der Besprechung des Oberauer Sattels darauf aufmerksam gemacht, daß in seinem östlichen Abschnitt ein Anstieg der Sattelachse, zwar nur um wenige Grade, festzustellen ist, daß trotz dieser wenigen Grade aber die Grenze Raibler Schichten - Hauptdolomit um 900 m auf gut 1500 m über NN gehoben wird. Berücksichtigt man, daß der Hauptdolomit in dieser Gegend etwa 1000 m und der Plattenkalk 300 m mächtig wird, und weiter, daß das

1) M.RICHTER: Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung.- Gedenkschrift Serge von Bubnoff, Akademie-verlag, Berlin 1958.

Grenzniveau Plattenkalk - Kössener Schichten südlich dieser Kulmination bei 1200 m liegt, dann kommt man bei einem horizontalen Abstand von 1 - 1,5 km auf eine Höhendifferenz von 1600 m. Derartige Divergenzbewegungen müssen meiner Ansicht nach zu Flexuren bis Abschiebungen führen. Ich halte deshalb die hier zu beobachtenden tektonischen Kontakte für einen solchen Fall, zumal auf diese Weise auch die oben dargelegten Widersprüche ausgesöhnt werden. Die Achsenverbiegung, die eine Folge der Raumeinengung ist, kann zu streichenden Störungen führen, bei denen trotz ihres Abschiebungscharakters Anpressungsphänomene (Spezialfaltung) auftreten dürfen. Der einengende Druck hält ja während des Abschiebungsvorganges an. Beides kommt gleichzeitig zum Stillstand.

Und noch eine weitere genetische Verknüpfung läßt sich an diesem nördlichen tektonischen Kontakt der Lahnenwiesmulde beobachten, die von M. RICHTER immer wieder betonte Einheit von Faltung und Scherflächenbildung. SCHMIDT-THOME kommt 1953 zwar zu dem Schluß, daß in den nördlichen Kalkalpen keine dem Faltungsvorgang des Gebietes zuzuordnenden diagonalen Blattverschiebungen zu beobachten seien. Er bringt die vorhandenen Scherflächensysteme mit einem letzten Akt der Anpressung des Gebirges an das nördliche Vorland und so mit der Faltung der subalpinen Molasse in Verbindung. Ich meine aber, daß der im Arbeitsgebiet vorhandene Fall doch dem Faltungsvorgang zugeordnet werden muß.

Die diagonale Seitenverschiebung gehört ja genauso zur Achsenlängung wie die Abschiebung. Unter bestimmten Verhältnissen wird die Achsenverbiegung dem Längungsvorgängen in b nicht gerecht und es werden diagonale Seitenverschiebungen ausgebildet. Daß diese sich aus einer schon vorhandenen Unstetigkeitsfläche entwickeln, ist als wahrscheinlich einzusehen. Die Folge ist der zu beobachtende Geländebefund: eine streichende Abschiebung geht in eine Blattverschiebung über. Ob möglicherweise die Blattverschiebung zuerst entstanden ist und sich, als Umkehr des eben Gesagten, dann daraus die Abschiebung entwickelt hat, soll nicht ausgeschlossen werden. Bei solchen annähernden Gleichzeitigkeitsvorgängen ist

die Reihenfolge schlecht zu bestimmen. Sie ist letztlich aber auch ohne größere Bedeutung.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei der Schafkopfstörung.

Daß diagonale Blattverschiebung und Abschiebung hier ein und demselben tektonischen Vorgang entsprechen, und deshalb praktisch gleich alt sind, zeigen auch Phänomene am Westende der eben diskutierten Abschiebung. Zwischen Felderkopf und Windstierlkopf biegt diese nämlich, genau wie im Osten, wieder in die Südwest-Nordost-Richtung um, wird also erneut zu einer Loischstörung. Als solche läßt sie sich, bisher unbekannt, auf 8 km Länge bis nördlich Griesen verfolgen.

Über die Größe des horizontalen Versatzes dieser Windstierlstörung läßt sich leider keine Angabe machen. Es kommt in der Elmau zwar Neokom neben Kössener Schichten zu liegen, doch ist das ohne Aussagewert. Wie schon ausgeführt, dreht die Enning-Teilmulde westlich der Enningalm ja nach Südwesten und taucht zur Elmau hin ab. Die fraglichen Vorkommen können also auch primär dort liegen. Der tektonische Kontakt zu den Kössener Schichten wäre dann als Abschiebung (bezw. Aufschiebung) zu erklären. Das halte ich aber deshalb für unwahrscheinlich, weil zwischen dem Neokomvorkommen südwestlich des Krottenköpfls und dem der Elmau nur eine Höhendifferenz von 130 m besteht. Stellt man den Schutt in Rechnung, dann dürfte diese Höhendifferenz nicht ausreichen, um durch Vertikalbewegungen einen Kontakt Neokom - Kössener Schichten zu schaffen.

Es ist doch wohl einfacher, in diesem 8 km langen tektonischen Kontakt eine diagonale Blattverschiebung zu sehen, mit der sich der schärfer eingeeengte östliche Komplex vom Hauptdolomit-Plattenkalkgebiet westlich der Elmau absetzt. Der im Arbeitsgebiet herrschende Schuppenbau ist ja weiter im Westen nicht mehr zu beobachten. Die Störung ist also das Ergebnis der schärferen horizontalen Einengung und das Ausmaß entspricht der durch Faltung und Schuppung erzielten Raumverkürzung. Deshalb scheint dann auch die Störung ihren größten Versatz im Süden zu haben und, entsprechend der von Süden nach Norden abnehmenden Raumverengung, nach Norden abzuklingen und zwischen Windstierlkopf und Felderkopf in die

oben besprochene Abschiebung überzugehen.

Für die restlichen tektonischen Kontakte im Arbeitsgebiet genügt eine kurze Zusammenfassung, da die genauere Darstellung schon an anderer Stelle erfolgt ist.

Die südliche tektonische Begrenzung der Lahnenwiesmulde ist (s.S.70 - 80) im östlichen Teil als Überschiebung mit etwa 3,5 km Schubweite, im Westen als Aufschiebung mit steilste-hender Schubfläche ausgebildet. Offensichtlich besteht zwischen diesen Unterschieden und dem Auftauchen der Lahnenwiesmulde nach Westen ein direkter Zusammenhang. Die Absenkung der vorgelagerten Mulde erlaubte, bei annähernd gleicher tektonischer Beanspruchung, im östlichen Teil eine Überschiebung, während durch das Herausheben, mit dem dadurch bedingten Auftauchen des Hauptdolomits, im Westen ein Widerlager geschaffen wurde, gegen das nur geschuppt werden konnte.

Die Abschiebung im Bereich des oberen Lahnenwiesgrabens kann nur aus der Position des Radiolarits in nicht allzu-großer Entfernung von Plattenkalk gefolgert werden. Ob sie tatsächlich existiert, ist fraglich. Möglicherweise sind die Verhältnisse durch die Faltungsfreudigkeit der erwähn-ten Serie, die scharfe Einengung im Muldenkern und die Nähe der Schuppenbahn des Hirschbühlrückens bedingt. Auf jeden Fall ist sie von untergeordneter Bedeutung.

Wäre noch auf die S c h a f k o p f - und die H e r r e n - t i s c h s t ö r u n g und deren südliche Fortsetzungen einzugehen, so wie sie in der Arbeit von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) dargestellt sind. Darüber ergeben sich jetzt auf Grund dieser Arbeit nämlich andere Vorstellungen. So wird die Neuweidstörung in der erwähnten Arbeit (S.186) als ein verwirrendes Element bezeichnet, das "mit größter Wahrscheinlichkeit" als die Fortsetzung der Schafkopfstö-rung vom Muldenrandrand anzusehen ist. Es heißt dann wei-ter: "Hier (im Bereich der Neuweidlaine) kann es wohl kaum einen Zweifel geben, daß die Neuweidstörung sich auf länge-rer Erstreckung der bereits vorhandenen älteren Überschie-bungsflächen bedient und sie umgestaltet hat, zeigt sich doch hier ein deutliches, wenn auch steiles (60°) Südost-

fallen."

Die Schafkopfstörung soll also in südwestlicher Richtung die Lahnenwiesmulde queren und ihre Fortsetzung im Nordabfall des Kramermassives finden. Die dabei auftretenden Schwierigkeiten erkennt man und sucht ihnen dadurch zu begegnen, daß man die spätere diagonale Seitenverschiebung die Überschiebungsbahn des Kramers benutzen läßt.

Diesen Gedankengängen kann ich mich leider nicht anschliessen. Es soll nicht geleugnet werden, daß es auch im Kramer-massiv zu Scherbewegungen gekommen ist. Der Asphalt-schieferzug wird dort durch eine diagonale Seitenverschiebung scharf zurückgesetzt. Eine Verbindung zwischen beiden Störung herzustellen, erscheint mir aber doch zu gewagt. Ich möchte vielmehr annehmen, daß beide Störungen (Schafkopf- und Neuweidstörung) getrennt auftretende Scherbewegungen sind, die einmal der Ausbildung des Oberauer Sattels zum anderen der Überschiebung des Kramermassives zuzuordnen sind.

Ähnlich liegen die Verhältnisse bei der zweiten diagonalen Seitenverschiebung im Norden, der Herrentischstörung. Wieder werden die Phänomene richtig erkannt, meiner Ansicht nach aber ungenau verknüpft. Man läßt die Seitenverschiebung in die Abschiebung einlenken, nimmt dann aber an, daß sie südlich des Brünstelskopfes wieder herausschwenkt und in südwestlicher Richtung zur Pflageralm zieht.

Ich möchte dazu auf die bei der Behandlung der Abschiebung (S. 85/87) gemachten Ausführungen verweisen. Wenn Abschiebung und Blattverschiebung in der hier zu beobachtenden genetischen Beziehung auftreten, dann besteht mechanisch keine Veranlassung, daß die einmal eingeschwenkte Seitenverschiebung irgendwo die Abschiebung wieder verläßt.

Auch der Geländebefund widerspricht dem nicht. Er zeigt vielmehr, daß der Plattenkalk des Kleinen Zunderkopfes und der südlich der Pflageralm zusammenhängen, die praktisch Nord - Süd streichende Störung also nach Süden ihr Ende findet. Dort den Anfang einer diagonalen Seitenverschiebung zu sehen, ist mir unmöglich. Ich möchte dagegen annehmen,

daß es sich bei dieser Störung um das Zerreißen des Schichtverbandes durch unterschiedlich große Abschiebung handelt. Deshalb steht sie auch annähernd senkrecht auf der Abschiebungsfläche und verklingt nach Süden.

5. Versuch einer zusammenfassenden Darstellung des tektonischen Geschehens der untersuchten Gegend.

Wenn man einen solchen Versuch unternimmt, dann sind nicht nur die auf den vorausgegangenen Seiten gemachten Ausführungen zu berücksichtigen, sondern es muß dabei auch den größeren Zusammenhängen Rechnung getragen werden. Auch muß man sich vergegenwärtigen, daß es sich hier um einen etwa 3000 m mächtigen Gesteinskomplex handelt, dessen mittleres Drittel aus der 1000 m mächtigen Serie des kompetenten Hauptdolomits besteht.

Wie hat man sich nun den Ablauf der tektonischen Ereignisse für das bearbeitete Gebiet vorzustellen? Um es gleich am Anfang zu sagen: von verschiedenen zeitlichen Phasen und Druckrichtungen, wie sie oft für das Wettersteingebirge angeführt werden, läßt sich hier nichts beobachten. Vielmehr stellt sich das Geschehen als einzeitlicher Vorgang unter annähernd Süd-Nord gerichtetem Druck dar, wobei sich die verschiedenen tektonischen Phänomene eins aus dem anderen entwickeln: Faltung, Überschiebung bzw. Aufschiebung, Abschiebungen, Blattverschiebungen.

Zuerst entsteht ein Großfaltenbau. Von Norden nach Süden: Oberauer Sattel, Lahnenwiesmulde, Wamberger Sattel, bzw. in westlicher Richtung dessen nördlicher Teilsattel. Bei fortschreitender Kompression kommt es dann aus Raumgründen zu Ausweichbewegungen nach oben und zu Scherbewegungen. ¹⁾ Die Einengung in a c führt zur Längung in b. Ergebnis: die Mulden- und Sattelachsen werden verbogen. So kommt es im Bereich des Oberauer Sattels zur Ausbildung der Abschiebungen, der diagonalen Seitenverschiebungen und der Nord - Süd

¹⁾ M. RICHTER: Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung, Geologie, Jahrgang 7, Berlin 1958.

streichenden Störung südlich vom Brünstelskopf.

Der Wamberger Sattel, als weit nach Osten zu verfolgendes tektonisches Element, hebt etwa von Wallgau an in westlicher Richtung kräftig heraus und kulminiert südöstlich Partenkirchen. Dort erreicht das Niveau Muschelkalk - Partnachsichten eine Höhenlage von etwa 800 m über NN.

Nun hätte das noch nichts weiter zu sagen, wie die Verhältnisse direkt nördlich der Kulmination zeigen. Dort hat am Krottenkopf und Bischof das Nordwärtsdrängen des auftauchenden Sattels mit seinen 1000 m Hauptdolomit nur zu einer Vergenz der eingefalteten Mulden von Kössener Schichten geführt. Tektonisch wirksam wird das Auftauchen des Sattels erst westlich dieser allgemeinen Hochlage, wo die Kulmination mit der kräftigen Absenkung der Lahnenwiesmulde (45° W Achsengefälle nach J.NIEDERMAYER, 1936) zusammenfällt. Die daraus resultierenden Höhendifferenzen vergleichbarer Niveaus von 2200 m bedingen, daß sich dem hoch aufgewölbten Sattel kein nördlich vorgelagertes Hindernis in den Weg stellt. Er kann dem von Süden kommenden Druck ausweichen. Folge: Der Wamberger Sattel zeigt von Osten nach Westen zunehmend Nordvergenz, wird im Bereich der abtauchenden Lahnenwiesmulde zur liegenden Falte und überschiebt die Mulde nach Norden, bis er im Oberauer Sattel ein Widerlager findet. Erleichtert wird dieser ganze Vorgang zusätzlich noch dadurch, daß in dem erörterten Bereich mit den mächtig ausgebildeten Partnachsichten ein idealer Abscherungshorizont vorhanden war, ganz abgesehen von den hier ebenfalls mächtigen Raibler Schichten.

Die liegende Hauptdolomitfalte, von der heute nur noch im östlichen Kramer der inverse Liegendteil erhalten ist, pflügte sich gewissermaßen in die weiche Muldenfüllung (Rhät bis Neokom) hinein und quetschte sie teilweise heraus, denn es kommt Hauptdolomit bzw. Plattenkalk direkt auf Kössener Schichten zu liegen. Möglicherweise ist dabei der Zusammenhang im Liegenden nach Süden verlorengegangen.

Die Überschiebungsbahn des Kramermassives entwickelt sich aus der streichenden Störung bei St.Anton (östlich Parten-

kirchen), an der Hauptdolomit auf Plattenkalk geschuppt ist. Wir haben hier die gleiche steil Süd fallende Schuppenbahn wie im Nordwesten der Kramer-Ofenberg-Masse. Wieder ist die Abhängigkeit der Störungsform von der Position des vorgelagerten Gebietes zu erkennen. Nur erfolgt der Wechsel von der Überschiebung zur Aufschiebung, dem ziemlich unvermittelten Auftauchen der Lahnenwiesmulde in östlicher Richtung entsprechend, auf relativ kurze Entfernung.

Nach Westen, mit dem Herausheben der Lahnenwiesmulde in diese Richtung, und dem gleichzeitigen Abtauchen des Wamberger Sattels, ändern sich die Verhältnisse diesen Bewegungen entsprechend ebenfalls. Während im Osten des Arbeitsgebietes dem hoch aufsteigenden Hauptdolomit des Sattels praktisch kein Hindernis entgegenstand (man vergegenwärtige sich die Niveaudifferenz von 2200 m) liegt er nun in gleicher Höhe. Der Druck kann hier also nicht mehr in den freien Raum abgeleitet werden. Ergebnis: In diesem Bereich wird geschuppt. So wird auch verständlich, warum die flachliegende Überschiebungsbahn nach Westen in eine steil Süd fallende Schuppenfläche übergeht. Es sind die gleichen Verhältnisse wie östlich des Arbeitsgebietes nur in einer etwas geringeren Höhenlage.

Hand in Hand kommt es mit diesen Vorgängen im Gebiet der Lahnenwiesmulde zur Umwandlung des primär als Sattel angelegten Hirschbühelrückens in eine Schuppe und zu Schuppungsvorgängen nördlich des Kramermassives. Außerdem bedingen diese nordwärts gerichteten Bewegungen wohl auch die Ausbildung der vom Windstierlkopf Richtung Griesen ziehenden Störung, längs der sich das geschuppte Gebiet vom ungeschuppten westlich der Elmau absetzt. Diese Störung kann deshalb nur als eine diagonale Seitenverschiebung interpretiert werden, genau wie eine zweite, kleinere, die unter dem Schutt der südlichen Elmau nur vermutet werden kann und an der die Schuppenbahn durch das Schartmoos ihr Ende finden muß. Nördlich Griesen laufen beide Störungen zusammen. Leider sind die Verhältnisse in diesem, schon außerhalb des Kartierungsgebietes liegenden, Bereich noch etwas unklar, denn die bisherigen Bearbeiter haben dort, in der Nachfolge

von KOCKEL-RICHTER-STEINMANN (1931) stets nur eine flachliegende Überschiebungsbahn angenommen. Die Seitenverschiebungen waren noch unbekannt.

Bleibe noch die Frage nach dem Zeitpunkt dieser Bewegungen zu erörtern. Da nicht mehr die gesamte abgelagerte Schichtfolge erhalten ist, kann das nur in Annäherung und durch Vergleich mit entsprechenden, benachbarten Gebieten erfolgen.

Wie im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, ist von der Neokomabfolge nur noch der liegende, kalkige Teil erhalten. Das kann man sagen, denn in der südlichen Elmau sind am Weg nach Garmisch noch die grünen und grauen Mergel des höheren Neokoms aufgeschlossen. Bis zu diesem Zeitpunkt dürfte also eine kontinuierliche Sedimentation als gesichert gelten. Weiter ist seit der Arbeit von LUTYJ-LUTENKO (1951) in der Jachenau, die in ihrer Stellung als südlicher Bereich des Synklinoriums dem Arbeitsgebiet entspricht, Cenoman diskordant auf Kössener Schichten und Plattenkalk bekannt. Man kann deshalb wohl mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die Ergebnisse von W.ZEIL (1956), mit denen er die Vermutung von BODEN (1930, S.147) bestätigt, auch hier ihre Gültigkeit haben. Danach hätte man eine durchgehende Sedimentation bis in das untere Alb anzunehmen. Darauf folgt im Mittelalb eine zeitlich ziemlich eng begrenzte Faltung des Gebietes, denn das Oberalb bis Cenoman transgrediert auf einen gefalteten Untergrund.

E. MORPHOLOGISCHER TEIL

Mit den auf den letzten Seiten angestellten Vermutungen über wahrscheinlich abgelagertes Cenoman dürfte für das Arbeitsgebiet und dessen nähere Umgebung wohl die letzte Ausagemöglichkeit genutzt sein. Darauf folgt eine große Lücke, die nur auf dem Wege weiträumiger Bearbeitung und der Analyse der Molassesedimente teilweise geschlossen werden kann.

Das Arbeitsgebiet selbst tritt erst wieder als Teil des geographischen Gebirges in Erscheinung, ist als solches damit Methoden morphologischer Interpretation zugänglich. Da die Begrenztheit des Gebietes zu den auf diese Weise erhaltenen Resultaten keine Stellungnahme erlaubt, bleibt nur die Möglichkeit der Einordnung der morphologischen Phänomene in den durch die einschlägige Literatur aufgestellten Rahmen.

1. Beschreibung und Einordnung der morphologischen Phänomene.

Wenden wir uns nun der Beschreibung und der Einordnung der morphologischen Phänomene des Arbeitsgebietes zu. Diese umfassen nicht nur Erosionsformen, sondern auch solche der Akkumulation. Letztere sind weitgehend der Vereisung der Alpen zuzuordnen. Sie spielen deshalb eine untergeordnete Rolle, denn schließlich war die Vereisung nur eine Episode im Zeitraum nach dem Aufstieg zum Hochgebirge.

Der Hauptabschnitt der morphologischen Ausgestaltung der Alpen fällt ins Tertiär. Das wird schon bei der Nomenklatur von MALASCHOFSKY (P_1, P_2 etc. = Pliozän₁....) deutlich. Inwieweit das Eis formgebend wirkte, ist noch immer umstritten, wenn auch in bestimmten Zonen eine beträchtliche Tiefenwirkung nicht zu leugnen ist. Das zeigt die große Über-tiefung vieler Täler.

Vom ältesten Altflächensystem ("mitteltertiäre Gebirgsoberfläche nach v.KLEBELSBERG), mit dem Zugspitzplatt als markantestem Rest, sind im Arbeitsgebiet nur Verebnungsrelikte am Kramergipfel und ebene Stücke im Kamm in gleicher Höhe

(1920 - 1950 m) erhalten. Noch weiter nach Norden ist dieses Flächenniveau schon vollständig in ein Gipfelniveau aufgelöst. Diesem sind alle höheren Berge des Gebietes zuzuordnen: Hirschbühel, Zunderkopf, Vorderfelderkopf ua..

Die nächst tiefere Flächengruppe (Rosengartenniveau nach KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931) umfaßt Reste, die erkennen lassen, daß es sich bei ihnen um ein ältestes Talsystem des Gebietes handelt. Hierher gehört im Arbeitsgebiet die ausgeprägte Schulter des Kramers (1443 m) und der Restberg des Schafkopfes (1380 m). Naturgemäß dringt dieses Niveau unter mehr oder weniger deutlichem Anstieg in das Gebirge ein. Man kann die Anlage einer Urloisach ahnen, denn in ihrem Bereich greift das Niveau weit nach Süden vor (Törlenplateau SW des Gebietes, 1580 m). Auf dieses Niveau als Erosionsbasis dürften auch die flacheren Lagen der Enningalm, der Stepbergalm und des Schartmooses eingestellt gewesen sein.

Auch das oberste flachere Talstück des Kühalpenbaches deutet darauf hin. Für das Elmautal ist der Hinweis erlaubt, daß es zu dieser Zeit noch nicht existiert haben dürfte. Die hochliegenden Talreste beiderseits seines Südendes (Enningalm und Schartmoos im Osten und Geiskarle, Friederalpe und Geistal im Westen) haben weiter nördlich zwischen Frieder und Kienjoch keine Äquivalente. Hier dürfte also zu dieser Zeit noch eine Entwässerung nach Osten zur Loisach bestanden haben. Der Durchbruch nach Norden hat sich demnach später, aber bestimmt noch präglazial vollzogen. Die Enninglahne freilich muß noch am Ende der letzten Eiszeit nach Süden entwässert haben. Erst der postglaziale Bergsturz hat sie nach Norden gelenkt. Durch ihn ist die Talwasserscheide, wie schon LEYDEN zeigte, zugleich erhöht und ein Stück nach Süden verlegt worden.

Unterhalb des Rosengartenniveaus läßt sich im Gebiet des östlichen Lahnenwieszuges noch eine weitere Stufe der Talbildung (ca. 1300 m) beobachten, im ganzen ist aber alles zwischen Rosengartenniveau und "präglazialen Talboden" von untergeordneter Bedeutung.

Dieser "präglaziale Talboden", mit dem sich besonders LEYDEN (1922) eingehend befaßt hat, besaß nach ihm eine schon fast der heutigen entsprechende Tiefenlage (eine Auffassung, der auch KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S.205, zustimmen). Danach lag dieser Talboden westlich Farchant bei 820 m, westlich Oberau bei 780 m. LEYDEN schloß daraus, daß das Eis keine wesentliche Übertiefung des Loisachtales erzeugt hätte.

2. Diskussion der Verhältnisse des Loisachtales.

Die Ansicht von LEYDEN läßt sich nicht mehr aufrechterhalten, nachdem die Ergebnisse seismischer Messungen im Bereich des Loisachtales bekannt geworden sind. Diese 1954 erfolgten Untersuchungen bestätigten Vermutungen, die sich bei entsprechenden Arbeiten 1952 für den Talabschnitt Oberau - Eschenlohe andeuteten. 1952 ergab sich nämlich, daß für diesen nördlichen Talbereich, bei einer Höhenlage der Felssohle von 350 - 400 m über NN, eine Talverschüttung von gut 350 m Mächtigkeit angenommen werden muß. Außerdem war ein Sohlenanstieg des Tales in nördlicher Richtung zu beobachten.

Die Ergebnisse von 1954, die Herr Professor REICH mir freundlicherweise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt hat, waren nun noch erstaunlicher. Hatte man nach den Werten von 1952 von den größten bekannten Tiefen in alpenrandnahen und inneralpinen Tälern gesprochen (VIDAL, 1953), so sind diese Tiefen jetzt weit überboten. Liegt die Talsohle zwischen Oberau und Eschenlohe bei 350 - 400 m, so hat die tiefste südlich Oberau gemessene Stelle eine Höhenlage von nur 60 m über NN.

Zur Illustration seien auf den folgenden Seiten die geschossenen Profile und ein danach konstruierter Tiefenlinienplan des Taluntergrundes beigelegt.

Das wesentlichste Ergebnis von 1954 ist eine 400 m tiefe Wanne zwischen Oberau und Farchant, die an beiden Enden durch Felsriegel quer zum Tal begrenzt wird und einen Sohlenanstieg in nördlicher Richtung zeigt (s.S.97). Der süd-

Profil 7 gegen Profil 6
625 m nach NW versetzt.

NE

SW

Profil 6

Profil 7

Profil 3

Profil 4

Profil 5

1700m

500

300

100m

700m

500

300

100m

700m

500

300

100m

700m

500

300

100m

700m

500

300

100m

700m

500

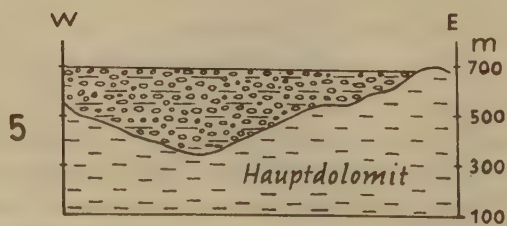
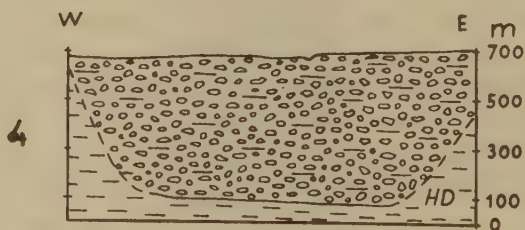
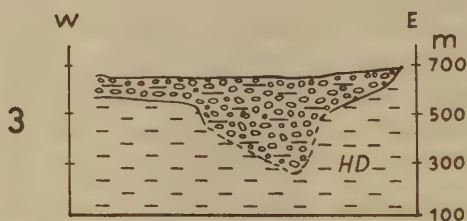
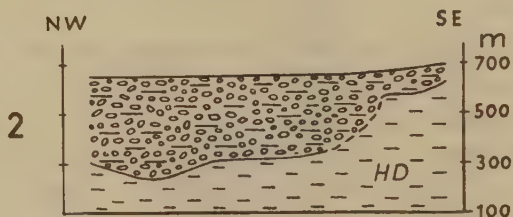
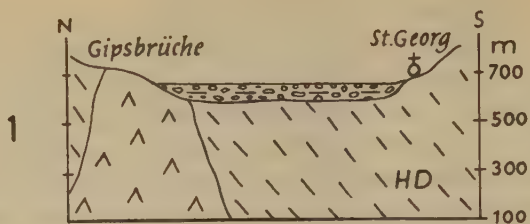
300

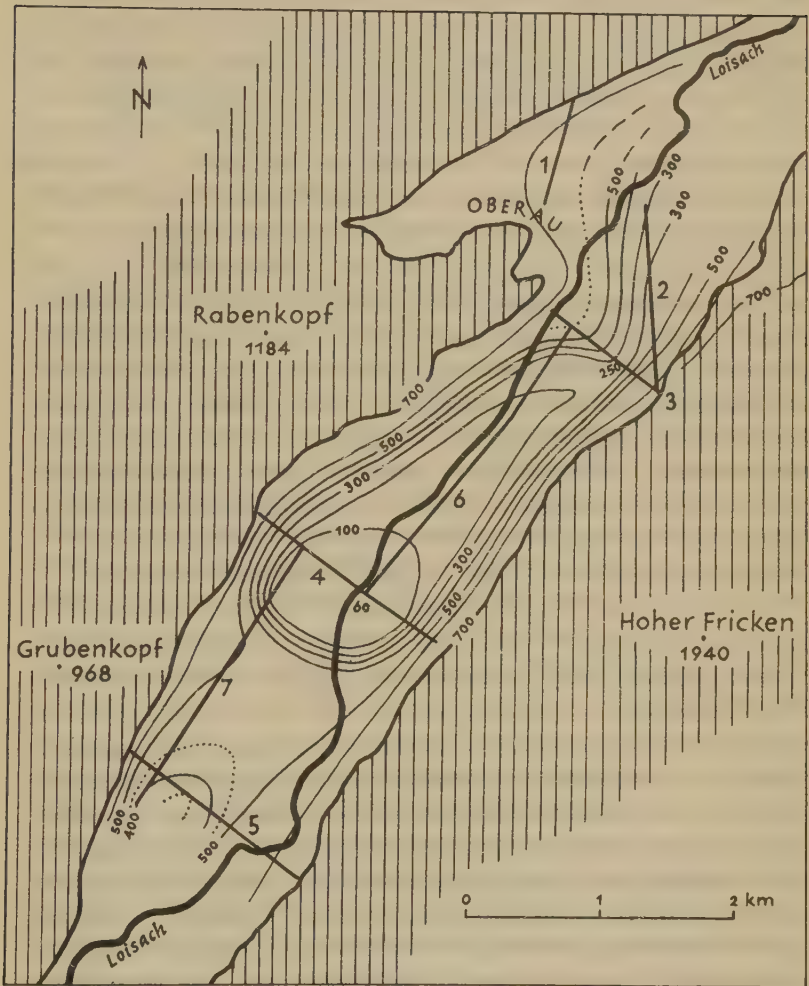
100m

Hauptdolomit

0 1 km

Längsprofil durch das Loisachtal südlich Oberau





Tiefenlinienplan vom Felsuntergrund des Loisachtales südlich Oberau.

Die einstelligen Zahlen beziffern die Profillinien, die zwei- und mehrstelligen geben die Höhe über NN an.

liche Riegel (etwa 300 m N Farchant) hat eine Sprunghöhe von 400 m, der nördliche eine von gut 300 m. Letzterer läßt in seinem Querschnitt (s. Profil 3, S. 98) Verhältnisse erkennen, die an die der Sylvensteinenge im Isartal erinnern. Auch hier ist der unterirdische Talquerschnitt verengt, allerdings nicht so ausgeprägt wie dort. Zusätzlich sind aber noch nördlich dieses Riegels Erosionsformen festzustellen, die wie an der Sylvensteinenge sicher nur fluviatil interpretiert werden können. In diesem Bereich läßt sich nämlich auf einer Strecke von über einen Kilometer Länge eine canonartige Eintiefung des verschütteten Talverlaufes erkennen.

Aus diesen Beobachtungen ergeben sich weitreichende Konsequenzen. Es taucht bei dieser großen Schutttanne im Untergrund wie beim Walchensee die Frage nach der Entstehung einer solchen Hohlform auf. Ist sie rein glazial, oder tektonisch? Professor REICH motiviert den südlichen Riegel (s. Längsprofil S. 97) mit einer Störung, wobei er offensichtlich an die Seitenverschiebung von NIEDERMAYER (1936) gedacht hat, die südöstlich vom Mühldörfel den Talrand erreicht. Erstaunlich ist dieser plötzliche Abschwung um 400 m schon und rein durch Glazialerosion wohl schwer zu deuten; daß aber die Wanne als Ganzes auf glaziale Tiefenerosion zurückzuführen ist, daran dürfte sicher nicht zu zweifeln sein.

Von besonderer Bedeutung sind die Verhältnisse im nördlichen Riegel und nördlich davon. Ich habe schon darauf hingewiesen, daß sie nur fluviatiler Entstehung sein können. Da die Sohle dieses alten Flußlaufes bei nur 250 m über NN liegt, andererseits aber die Molasse am Alpenrand eine Höhenlage von 600 m erreicht, so ist hier einmal ein eindeutiger Hinweis auf die von M. RICHTER vertretene Wölbungs-tektonik der Alpen und ihres Vorlandes. Das ist besonders deshalb von Interesse, weil SCHMIDT-THOME (1950) bei Untersuchungen im Isartal zu dem Ergebnis kommt, daß "die See-kreide-Ablagerungen im Isartal nicht die Feststellung junger Verbiegungen im Alpenrandgebiet erlauben, wie sie RICHTER (1932) aufgrund der PENCK'schen Untersuchungsergebnisse

annehmen durfte."

M. RICHTER (1937, S.33) knüpft diese Bewegungen unmittelbar an die tertiären Wölbungsbewegungen und sieht in ihnen deren sinngemäße Fortführung. Er schreibt: "Es ist nun dieselbe 'Alpenrand-Großmulde', in der sich die interglazialen Sedimente fangen und daher nur zum kleinsten Teil in das Alpenvorland hinausgelangen." und weiter: "Die Alpenrand-Großmulde beherbergt demnach im (letzten) Interglazial große Seen, die sich in den ertrunkenen Talstrecken bildeten."

Wenn man dem folgt, dann füllte sich die Wanne post RiB mit einem See, der nach Norden überlief, den Riegel zersägte und den canonartigen Flußlauf nördlich davon schuf. Danach setzte eine recht kräftige Einmuldung ein. Diese führte dazu, daß nicht nur die große Hohlform, sondern auch der Bereich nördlich davon hoch verschüttet wurde. Die letzte Vereisung hatte entweder keine so starke Tiefenwirkung (was bei der bekannten Eishöhe zu bezweifeln ist), oder aber die Zufüllung der Talstrecke war so beträchtlich gewesen, daß sie durch die Gletscher der Würmvereisung gar nicht vollständig entfernt werden konnte. Deshalb wäre also die fluviatile Form des Untergrundes bei Oberau erhalten geblieben.

An eine postglaziale Entstehung dieser fluviatilen Phänomene kann wohl nicht gedacht werden, dazu ist das Ausmaß der sich andeutenden Bewegungen und der zur Verfügung stehenden Zeit nicht ausreichend. Schließlich mußte auf das Abschmelzen des Würmeises noch eine Zeit intensiver Erosion (300 m) folgen, ehe die Einmuldung erfolgen darf. Bei einer solchen Interpretation würden sich Größenordnungen für Erosionsleistung und epirogene Bewegungen ergeben, die unwahrscheinlich sind. Ehe man aber nicht genügend vergleichbares Material über andere große Alpenquertäler besitzt, bleiben die Schlußfolgerungen immer noch einigermaßen hypothetisch.

3. Glaziale Akkumulationsformen.

Wäre noch auf die glazialen Akkumulationsformen einzugehen. Da darüber für das Arbeitsgebiet eine recht umfangreiche

Literatur vorliegt, kann das in knapper Form geschehen.

a.) Fernmoränen

Das Arbeitsgebiet wurde zur Zeit der Würmvereisung von den großen Strömen inneralpinen Eises praktisch eingerahmt. Der über Lermoos kommende Eisstrom floß einmal durch die Elmau direkt nach Norden weiter, während ein östlicher Arm dem Loisachtal folgte und sich bei Garmisch-Partenkirchen mit dem über Mittenwald kommenden Ast vereinigte.

Für den Höchststand der letzten Vereisung gibt v.KLEBELSBERG eine Eishöhe im Garmischer Becken von 1650 - 1700 m an. Dem entsprechen kristalline Erratica auf der Kramerschulter, 1443 m, (H.G.STEINMANN), auf der Stepbergalm, 1580 m, (GÜMBEL und LINKE) und Funde am Fuß des Brünstelskopfes, 1500 m, (v.KLEBELSBERG). In gleicher Höhe liegt auch in dem nur aus Hauptdolomit bestehenden Osthang des Brünstelskopfes ein scharfer morphologischer Schnitt zwischen glazial gerundeten und spitzfelsigen Geländeformen, während vielleicht 100 m tiefer die Überstreung des Richtung Oberau ziehenden Kammes mit einzelnen Geschieben und Moränenresten beginnt. Diesen Verhältnissen entspricht auch die Situation auf der Roßalpe, auf die noch bei der Besprechung der Staubildungen einzugehen sein wird. Weiter ist diese Eislage für die Moränenbildungen des oberen Lahnenwiesgrabens (bis 1500 m hinauf) verantwortlich.

Die im Arbeitsgebiet flächenhaft auftretenden Fernmoränen sind also Grundmoränenreste der Hochwürmvereisung, während die mehrfachen Wälle von Ufermoränen am Westrand des Loisachtales, bei der Ruine Werdenfels, mit Höhen zwischen 780 und 880 m dem B-Stadium zugerechnet werden müssen.

b.) Lokalmoränen

Die Moränenbildungen der Lokalglletscher zeigen eine Abhängigkeit von der Eishöhe der Fernglletscher. Erst als diese soweit gesunken war, daß den Lokalglletschern ein genügend großes Nährgebiet zur Verfügung stand, konnten Lokalmoränen gebildet werden. Das ist vom Würm B ab, mit seinen

800 m Eishöhe über NN, der Fall.

Die größte Verbreitung erlangen die Lokalmoränen im Kühalpental. 'In den Gruben' und im 'Wank' auftretende Wälle mit Höhenlagen von 1530 m und 1500 m weisen auf die Lage der Schneegrenze des B-Stadiums hin.

c.) Fluvioglaziale Staubildungen

Es handelt sich also um Bildungen in der eisfreien Zone zwischen Lokaleis und Ferneis. In diesem Bereich kann es zur Ausbildung eines Stausees kommen, der die Abtragungsprodukte des Lokalgletschers auffängt. Dabei ist dann eine gesetzmäßige Folge: Bändertone - Schotter zu erkennen, die das Vorwärtsrücken des Schuttfächers anzeigt. Kommt es zu einem erneuten Vorstoß des Ferneises, dann kann auf den Bändertonen und Schottern sogar noch einmal Moräne zu liegen kommen.

Im Arbeitsgebiet treten derartige Bildungen an zwei Stellen auf: einmal im Gießenbachtal, zum anderen auf den Reschbergwiesen.

Im Gießenbachtal ist die Verbauung des Talausganges heute nicht mehr nachweisbar, denn die Moräne nördlich des Rabenkopfes in 870 - 880 m verstopft keineswegs eine alte Talöffnung, sondern wird überall in geringer Tiefe von anstehendem Hauptdolomit unterlagert. Erst oberhalb der Talenge, bei P.1060 beginnen größere Verbauungen, die bis auf 1400 m hinaufreichen. Das Material besteht zum überwiegenden Teil aus scharfkantigen bis schwachgerundeten Hauptdolomitbrocken, deren an sich regellosen Packung lehmige Lagen eingeschaltet sind. Ortsfremdes Material ist im Innern dieser Ablagerungen nicht zu finden, sie werden aber als Ganzes von Grundmoräne überdeckt.

Diese Überlagerung durch Fernmoräne beweist, daß die Verbauung im wesentlichen v o r dem Höhepunkt der Würmvereisung erfolgt sein muß. Die dauernde reichliche Zufuhr scharfkantigen Dolomitschuttes von den steilen Flanken des sehr schmalen Stausees ließ es nicht zur Ausbildung echter Bändertone kommen. Ihr Äquivalent sind die Lehmlagen. Der

See hat wahrscheinlich nur so lange bestanden, bis das steigende Eis des Loisachtales den Schafkopfkamm überwältigt hatte und nun nicht nur von unten, sondern auch von der ganzen rechten Flanke aus in das obere Gießenbachtal ein-drang.

Anderen Ursprungs sind dagegen die Schotter des mittleren und unteren Lahnenwiesgrabens. Diese werden nicht mehr von Moräne überlagert, sondern haben diese bereits aufgearbeitet, sind also spätglazialen Alters.

Im Zusammenhang mit der Zuschüttung der Reschbergwiesen stehen schließlich auch die dort zu beobachtenden Terrassen. H.G.STEINMANN nimmt für die nördliche und die bei P.851,4 pleistozänes Alter an, während die tieferen, die ihre Entstehung nicht weiterer Materialzufuhr, sondern nur der zunehmenden Vertiefung der Mündungsschlucht des Lahnenwiesgrabens verdanken, dem Holozän zugerechnet werden.

4. Postglaziale Bildungen.

Da eine zeitliche Einordnung der jungen und jüngsten Bildungen kaum anders als im Zusammenhang mit dem Eisrückgang möglich ist, umfaßt dieser Abschnitt alle Erscheinungsformen, deren Entstehung in die Zeit nach dem Abschmelzen des Eises fällt. Dabei ist es durchaus wahrscheinlich, daß z.B. die Verschotterungsvorgänge in den tieferen Teilen des Arbeitsgebietes schon einsetzten, als auf den Bergen noch das Eis des Geschnitzstadiums lag. Das Daunstadium schließlich rechnet in diesem Gebiet schon völlig zum "Postglazial".

Holozänen Ursprungs sind einmal die jüngeren Flußterrassen auf der Reschbergwiese, die Aufschüttungskegel der Bäche, der Pflegersee am Fuß der Seleswände, der Gehängeschutt und der Bergsturz in der Elmau.

Auf die Flußterrassen der Reschbergwiese wurde schon im letzten Abschnitt hingewiesen. Durch den Plattenkalkzug Grubenkopf - Schloßwald abgesperrt, staute sich nach dem Rückzug des Eises ein kleiner See auf, da sein alter Abfluß, etwas nördlich des jetzigen, durch Moräne verstopft war. Allerdings ist dieses Becken wohl nicht vollständig

zusedimentiert worden, da der Bach sich vorher einen neuen Abfluß geschaffen hatte, auf dessen Niveau sich dann die große Hauptterrasse bei P.851,4 einstellte. H.G.STEINMANN nimmt für sie, wie schon erwähnt, pleistozänes Alter an, da er glaubt, daß nur unmittelbar nach dem Schwinden des Eises solche riesigen Schuttmassen zur Verfügung gestanden hätten, wie sie die Zuschüttung der Reschbergwiese erfordert.

In dem Maße, in dem nun die Schlucht des unteren Lahnenwiesgrabens sich vertiefte, wurde auch die große schuttkegelförmige Schotterfläche der Reschbergwiese zerschnitten. Dabei entstanden 3 übereinanderliegende scharfe Terrassenkanten. Die tiefste dieser postglazialen Terrassen zieht sich nördlich des Baches talaufwärts, bis an den Beginn der Schlucht südlich 'Sulze'. Dabei treten im oberen Teil zwischen ihr und dem Bach häufig anstehende Kössener Schichten hervor, ein Zeichen, daß in diesem Abschnitt die Erosion heute die frühere Akkumulation überwunden hat. Zwischen diesem Stück und der jungen Schlucht des Unterlaufes bleibt aber noch ein Abschnitt, in dem der Bach auch heute noch nicht seine früheren Anschwemmungen völlig zerschnitten hat.

Von den Schuttkegeln der Bäche ist der größte und am regelmäßigsten ausgebildete der des Lahnenwiesgrabens bei dessen Mündung in das Loisachtal. Im großen Halbrund hat er seine Austrittsstelle um 25 m über das Niveau der Loisach erhöht. Aber auch alle anderen Bäche haben mehr oder weniger ausgeprägte Schuttfächer.

Gehängeschutt ist, wie die Karte zeigt, weit verbreitet. Seine große Ausdehnung steht in engem Zusammenhang mit dem Auftreten des Hauptdolomits.

Der Pflegersee schließlich ist durch die Ufermoräne des Loisachgletschers im β -Stadium abgedämmt worden. Er verlandet vorwiegend durch Vermoorung. Für den Badebetrieb muß er deshalb öfters ausgebagert werden.

F. ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit hatte zwei Fragestellungen, eine stratigraphisch-fazielle und eine tektonische. Einmal wurden die Kössener Schichten und der Jura im Hinblick auf eine Differenzierung des Sedimentationsraumes untersucht, zum anderen ergab die erneute Kartierung im Maßstab 1:10 000 Resultate, durch die die bisherigen tektonischen Vorstellungen teilweise beträchtlich modifiziert werden mußten.

Stratigraphisch-faziell zeigte sich, daß vom Jura ab eine Differenzierung des Sedimentationsraumes zu beobachten ist, die besonders im Lias auffällig in Erscheinung tritt. Leider sind im Arbeitsgebiet die Verhältnisse nicht so günstig wie weiter östlich in der Karwendelmulde. Während dort neben der Faziesdifferenzierung in Ost - West - Richtung auch die Differenzierung senkrecht zur Längsachse des Sedimentationsgebietes verfolgt werden kann, ist das in der Lahnenwiesmulde wegen der fehlenden Verbreitung entsprechender Sedimente in dieser Erstreckung unmöglich. Hier können nur Änderungen längs der Trogachse studiert werden.

Es ergab sich dabei, daß in der Lahnenwiesmulde von Ost nach West die Mächtigkeit des Lias von knapp 6 Meter (am Brünstgraben) auf etwa 120 m (E Enningalm) zunimmt. Da diese Mächtigkeitsänderung auf einer Entfernung von ungefähr 2,5 km Luftlinie erfolgt, bedeutet das eine Zunahme der Mächtigkeit auf das Zweihundertfache. Die Ausbildung der Sedimente wechselt gleichzeitig von kalkig-kieselig (Brünstgraben) nach kalkig-mergelig (Enningalm).

Eine derartige Mächtigkeitszunahme macht sich bei sämtlichen Abteilungen des Juras bemerkbar, wenn sie auch vom Dogger ab nicht mehr so stark ausgeprägt ist.

Die Beobachtungen sind als Hinweise auf einen in östlicher Richtung gelegenen Untiefenbereich zu interpretieren und mit den Ergebnissen von R. ULRICH (1960) für den Bereich der Karwendelmulde in Beziehung zu bringen. Dort herrschen in bezug auf die Schichtmächtigkeit der einzelnen Abteilungen des Juras Verhältnisse, die denen der Lahnenwiesmulde spie-

gelbildlich entsprechen. Während hier die Mächtigkeit längs der Trogachse nach Ost zu abnimmt, ist das dort in westlicher Richtung der Fall. Damit deutet sich ein relativer Untiefenbereich etwa in der Gegend des Loisachtales an.

Es kann sich bei dieser Mächtigkeitsabnahme nur um Anzeichen für einen Bereich relativ langsamerer Absenkung handeln, denn die Tatsache als Folge von Sedimentarmut in größerer Landferne zu deuten, ist wegen der regionalen Gegebenheiten ausgeschlossen.

Zu den tektonischen Ergebnissen ist zu sagen, daß die Kartierung eine Abhängigkeit der tektonischen Phänomene des Arbeitsgebietes von der unterschiedlichen Position: Sattel - Mulde wahrscheinlich macht. Im regionalen Rahmen wird diese Beziehung noch deutlicher als im kleinen Ausschnitt des bearbeiteten Gebietes. Das gilt besonders für den südlichen tektonischen Kontakt der Lahnenwiesmulde.

So wird der Achsenanstieg des Wamberger Sattels tektonisch in dem Maße wirksam, wie die nördlich vorgelagerte Mulde von ihrer Hochlage im Gebiet östlich des Loisachtales (Krottenkopf) nach Westen abtaucht. Die sich bei diesen Divergenzbewegungen ergebenden Höhenunterschiede vergleichbarer Niveaus von über 2000 m als Maximum führten im Zusammenhang mit der Tatsache, daß es sich hier um oberflächen-nahe Tektonik handelt¹⁾, zuerst zur Ausbildung einer steil Süd fallenden Schuppenbahn (bei St.Anton, E Partenkirchen) und schließlich im Bereich des Muldentiefsten zu einer flachliegenden Überschiebungsbahn (Kramermassiv). Nach Westen zu, mit dem erneuten Auftauchen der Mulde und dem gleichzeitigen Abtauchen des Sattels, wird, analog den Verhältnissen bei St.Anton, aus der flachliegenden Überschiebungsbahn wieder eine steil Süd fallende Schuppenfläche (Stepbergalm, Schartmoos). Nur sind hier die Dinge viel besser zu verfolgen als weiter östlich, weil das Auf- bzw. Abtauchen nicht so plötzlich erfolgt.

1) KOCKEL-RICHTER-STEINMANN, 1931, S.199: "Der vorliegende Teil des kalkalpinen Deckenlandes hat seine ganze Tektonik nahe der Erdoberfläche durchgemacht."

Die Lageänderung des südlichen tektonischen Kontaktes der Lahnenwiesmulde ergab sich aus Kartierungsergebnissen im Bereich des Schartmooses und der Stepbergalm. Sie machten es unmöglich, an der flachen Lage des Kontaktes in dieser Gegend festzuhalten. Ich möchte deshalb lieber annehmen, daß nur der östliche Teil der Lahnenwiesmulde durch die Kramer-Ofenberg-Masse überschoben ist. In westlicher Richtung, mit dem Auftauchen der Mulde und dem Abtauchen des Sattels, wird die in der Überschiebung zum Ausdruck kommende horizontale Raumverkürzung durch mehrfache Schuppung erzielt. Eine nennenswerte Überlagerung der Lahnenwiesmulde durch die Kramer-Ofenberg-Masse erscheint somit unwahrscheinlich.

Auf Grund dieser Ergebnisse ergaben sich dann auch andere Vorstellungen über die Verhältnisse am Westende der Kramer-Ofenberg-Masse. Nach den bisherigen Ansichten soll die Lahnenwiesmulde ja nicht nur in ihrem östlichen Teil, sondern auf der ganzen Länge durch die Kramer-Ofenberg-Masse überschoben sein und die Situation im Schwarzenbachtal der des Kramerabbruches zum Loisachtal hin entsprechen.

Wenn die Schlußfolgerungen für diese schon außerhalb des Kartierungsgebietes gelegene Gegend auch nur durch Begehungen gestützt werden, so erlauben sie doch in Verbindung mit einer neu gefundenen diagonalen Seitenverschiebung, die mit 8 km Länge die Lahnenwiesmulde im Westen abschneidet, und mit den Ergebnissen im Bereich des Schartmooses und der Stepbergalm beträchtliche Zweifel an den bisherigen Interpretationen.

G. LITERATURVERZEICHNIS

- ALBRECHT, F.: Das Synklinorium zwischen Isar und Schwarzenbach. - Geologica Bavarica, 17, S. 89 - 98, München 1953.
- BEMMELEN, R.W.van: Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung. - Geol. Rdsch., 50, S. 474 - 499, Stuttgart 1960.
- BESLER, W.: Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außenfern, Tirol). - Jb.geol.B.-A., 102, S. 407 - 460, Wien 1959.
- BODEN, K.: Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen.- 458 Seiten, Stuttgart 1930.
- BORNHORST, A.kl.: Geologie des Kalkalpenbereiches zwischen Vilser Alpen, Thaneler und dem Plansee in Tirol.- Diss. Techn.Hochsch. München 1958.
- FABRICIUS, F.: Faziesentwicklung an der Trias/Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen.- Z.deutsch. geol. Ges., 113, S. 311 - 319, Hannover 1962.
- GALLWITZ, H.: Über tektonische Selektion. - Stille-Symposium, S.20 - 37, Stuttgart 1956.
- GRIPP, K.: Rezente und fossile Flachmeer-Absätze, petrologisch betrachtet und gedeutet. - Geol. Rdsch., 47, S. 83 - 99, Stuttgart 1958.
- HABER, G.: Bau und Entstehung der Bayerischen Alpen. - 206 Seiten, München 1934.
- HEIMBACH, H.: Geologische Neuaufnahme der Farchanter Alpen.- Diss. Univ. München, 1895.
- HUCKRIEDE, R.: Trias, Jura und tiefe Kreide bei Kaisers in den Lechtaler Alpen (Tirol). -Verh. geol. B.-A., S. 44 - 91, Wien 1959.
- HUCKRIEDE, R. u. JACOBSHAGEN, V.: Ein Querschnitt durch die Nördlichen Kalkalpen (Oberstdorf - Pettneu). - Z.deutsch.geol.Ges., 109,S.378-388, Hannover 1958.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Fleckenmergel im südöstlichen Allgäu. - Notizbl. hess.L.-A. Bodenforsch., 87, S. 208 - 226, Wiesbaden 1959.
- KLEBELSBERG, R.v.: Die Erhebung der Alpen. - Z.deutsch. geol. Ges., 77 B, S. 275 - 284, Berlin 1926.
- - Das Antlitz der Alpen. - Z. deutsch.geol. Ges., 77 A, S. 372 - 390, Berlin 1926.

- KOCH, K.E. u. STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Faziesuntersuchungen in Jura und Unterkreide der westlichen Lechtaler Alpen. Verh.geol. B.-A., S. 179 - 200, Wien 1959.
- KOCKEL, C.W.: Der Umbau der nördlichen Kalkalpen und seine Schwierigkeiten. - Verh. geol. B.-A., H. 3, S. 205 - 212, Wien 1956.
- - - - - Intervorschiebung, eine vernachlässigte tektonische Form. - N. Jb. Geol. Paläont., Mh.2, S. 66 - 71, Stuttgart 1957.
- - - - - Vom Sattel zur Klippe. - Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin III.Kl. H.1, S. 40 - 47, Berlin 1960.
- KOCKEL, C.W., RICHTER, M. u. STEINMANN, H.G.: Geologie der Bayrischen Berge zwischen Lech und Loisach. - Wiss.Veröff.deutsch.österreich. Alpenverein, 10, 231 S. Innsbruck 1931.
- KRAUS, E.: Zum Verankerungsproblem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wetterstein-Gebirges. - Z. deutsch.geol. Ges., 108, S. 141 - 155, Hannover 1957.
- LEUCHS, K.: Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. - Z. deutsch. geol. Ges., 75, S. 100 - 113, 1923.
- - - - - Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. - Geol. Rdsch., 17, S. 151 - 158, Berlin 1926.
- - - - - Geologie von Bayern, II, Bayrische Alpen. - 365 Seiten, Berlin 1927.
- LEYDEN, F.: Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. - Geol. Rdsch., 13, S. 18 - 39, Berlin 1922.
- - - - - Grundfragen alpiner Formenkunde. - Geol. Rdsch., 15, S. 193 - 215, Berlin 1924.
- - - - - Gliederung des altbayrischen Spätglazials. - Geol. Rdsch., 16, S. 337 - 349, Berlin 1925.
- LINKE, G.: Geologische Untersuchungen im Gebiet der Farchanter Alpen. - Unveröff. Dipl.-Arb., 57 S., Freie Univ. Berlin, 1961.
- LUTYJ-LUTENKO, A.: Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiet der Jachenau. - Geologica Bavaria, 8, 63 S., München 1951.
- MILLER, H.: Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. - Z.deutsch.geol.Ges., 113, S.409-425, Hannover 1962.

- NIEDERMAYER, J.: Geologie der Bayerischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. - N. Jb. Min. usw., Beil.-Bd., 76 B, S. 451 - 511, Stuttgart 1936.
- ORDOWSKI, N.: Geologische Untersuchungen im Bereich des östlichen Ammergebirges. - Unveröff. Dipl. Arb., Freie Univ. Berlin, 1963.
- PENCK, A.: Über glaziale Erosion in den Alpen. - Sonderdruck des 11. Geol.Kongress, Stockholm 1910, S. 443 - 461.
- - Die großen Alpanseen. - Geographische Zeitschrift, 11, H.7, S. 381 - 388.
 - - Die Übertiefung der Alpentäler. - Verh. VII. Internat.Geographen-Kongress Berlin, S. 232 - 240, Berlin 1900.
 - - Die Terrassen des Isartales in den Alpen. - Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. - Sitz.-Ber.Preuß.Akad.Wiss., S. 182 - 208, S. 214 - 251, Berlin 1922.
 - - Glazialgeologische Beobachtungen in den bayerischen Hochalpen. - Alte Breccien und junge Krustenbewegungen in den bayerischen Hochalpen. - Sitz.-Ber. Preuß. Akad. Wiss., S. 301 - 329, S. 330 - 348, Berlin 1925.
 - - Die Eiszeit in den bayerischen Hochalpen. - Sitz.-Ber. Preuß.Akad. Wiss., S. 349 - 371, Berlin 1925.
- REICH, H.: Unveröffentlichter Bericht über seismische Messungen im Loisachtal. - München 1954.
- - Seismische und geologische Ergebnisse der 2 to-Sprengung im Tiefbohrloch Tölz I am 11.12.1954. - Geol. Jb., 75, S. 1 - 46, Hannover 1958.
 - - Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen. - Geol. Rdsch., 50, S. 465 - 473, Stuttgart 1960 b.
- RICHTER, M.: Der Nordrand der oberostalpinen Geosynklinale. - Z.deutsch.geol.Ges., 75, S. 198 - 211, Berlin 1923 (b).
- - Die Cenomantransgression im Ammergebirge. - Centralbl. Min. usw. Abt. B., S. 57 - 64, Stuttgart 1926.
 - - Zum Problem der alpinen Gipfelflur. - Z. f. Geomorphologie, 4, H.3/4, S. 149-160, Berlin 1929.
 - - Der Ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. - Jb.geol. B.-A., 80, S. 497 - 540, Wien 1930.

- RICHTER, M.: Morphologie und junge Bewegungen beiderseits vom nördlichen Alpenrand. - Z.f. Geomorphologie, 7, H. 1, S. 10-24, Berlin 1932.
- - Die Struktur der nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. - N. Jb. Mineral. usw., Beil.-Bd. 63 B, S. 1 - 62, Stuttgart 1930.
- - Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. - 179 S. Berlin (Borntraeger) 1937.
- - Faltung, Abscherung und Sedimentdicke. - Geol. Rdsch. 32, S.304 - 313, Stuttgart 1941.
- - Die Entwicklung der Anschauungen über den Bau der deutschen Alpen. - Z. deutsch. geol. Ges., 100, S. 338 - 347, Hannover 1950.
- - Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung. - Geologie, Jahrgang 7, S. 312 - 318, Berlin 1958.
- RICHTER, M. u. SCHÖNENBERG, R.: Über den Bau der Lechtaler Alpen. - Z. deutsch. geol. Ges., 105, S. 57 - 79, Hannover 1955.
- RICHTER, M. u. STEINMANN, H.G.: Zur Tektonik der Bayrischen Alpen zwischen Lech und Loisach. - Centralbl. Min. usw. Abt. B., S. 160-171, Stuttgart 1927.
- SANDER, B.: Über bituminöse Mergel. - Jb. geol. Staatsanst., 71, S. 135 - 148, Wien 1921.
- - Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. - II. Teil, 409 Seiten, Wien 1950.
- SCHNEIDER, H.J.: Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. - Geologica Bavarica, 17, S. 17 - 55, München 1953.
- SCHNEIDERMÖHN, H.: Das Vorkommen von Titan, Vanadium, Chrom, Molybdän, Nickel und einigen anderen Spurenelementen in deutschen Sedimentgesteinen. - N. Jb.Min. usw., Mh., Abt.A. H. 1 - 3, S. 50 - 72, 1949.
- SCHMIDT-THOME, P.: Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Ribbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubeckens. - Geologica Bavarica, 4, 55 Seiten, München 1950.

- SCHMIDT-THOME, P.: Klufittektonische Beobachtungen in den Bayerischen Alpen. - *Geologica Bavarica*, 17, S. 5 - 16, München 1953.
- - Klufittektonik und Großstrukturen in den Nördlichen Kalkalpen. - *Geol. Rdsch.*, 42, S. 172 - 187, Stuttgart 1954 b.
- - Paläogeographie und tektonische Strukturen im Alpenrandbereich Südbayerns. - *Z. deutsch.geol.Ges.*, 113, S. 231 - 260, Hannover 1962.
- SCHÖNENBERG, R.: Die Tektonik im Gebiet der Memminger Hütte und ihre Bedeutung für den Bau der Lechtaler Alpen. *Festschrift 90 Jahre Deutscher Alpenverein*, S. 3 - 22, Memmingen 1959.
- THEODOROWITSCH, G.I.: Über die Genesis des Dolomits in sedimentären Bildungen. - *Zeitschrift f. angew. Geologie*, 1, H.2, S.91/92, Berlin 1955.
- TREIBS, A.: Über das Vorkommen von Chlorophyllderivaten in einem Ölschiefer aus der oberen Trias. - *J. Liebigs Annalen der Chemie*, 509, S. 103 - 114, Berlin 1934.
- TRÜMPY, R.: Der Werdegang der Geosynklinale. - *Geol. Rdsch.*, 50, S. 4 - 7, Stuttgart 1960.
- ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. - *Geologica Bavarica*, 41, S. 99 - 155, München 1960.
- VIDAL, H.: Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. - *Geologica Bavarica*, 17, S. 56 - 88, München 1953.
- WUNDERLICH, H.G.: Das Raumproblem der Faltung bei nicht-ebenem Verformungsplan. - *Z. deutsch. geol. Ges.*, 113, S. 96 - 115, Hannover 1961.
- ZAPFE, H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. - *Verh. geol. B.-A.*, S. 122 - 128, Wien 1959.
- ZEIL, W.: Die Kreidetransgression in den Bayerischen Kalkalpen zwischen Iller und Traun. - *N. Jb. Geol. u. Paläontol. Abh.*, 101, S. 141 - 226, Stuttgart 1955.

- ZEIL, W.: Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. - N. Jb. Geol. u. Paläontol. Abh. 103, H.3, S. 375 - 412, Stuttgart 1956.
- - Zur Deutung der Tektonik in den deutschen Alpen zwischen Iller und Traun. - Z. deutsch. geol. Ges., 111, S. 74 - 100, Hannover 1959.
 - - Zur Frage der Faltungszeiten in den deutschen Alpen. Z. deutsch. geol. Ges., 113, S. 359 - 366, Hannover 1962.

LEBENS LAUF

Am 25.2.1933 wurde ich, Gerhard, Karl-Heinz Linke, als Sohn des Fleischermeisters Karl Linke und dessen Ehefrau Gertrud, geb. Wieland, in Berlin geboren.

Nach 4 Jahren Grundschule kam ich zur Oberschule. Wegen der politischen Einflußnahme auf den Unterricht verließ ich 1949 die Max-Planck-Oberschule und wechselte zu einer entsprechenden Oberschule in Westberlin über. Dort erhielt ich 1953 das Zeugnis der Reife.

Der Schule folgte eine fast einjährige Tätigkeit als Praktikant bei der PRAKLA. Danach ließ ich mich zum Sommersemester 1954 bei der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin zum Studium der Geologie einschreiben. Neben dem Hauptfach Geologie studierte ich Paläontologie, Mineralogie, Chemie, Physik, Zoologie, Geographie und Botanik. Im Juli 1961 schloß ich mein Studium mit der Diplomprüfung ab.

Meine Lehrer waren die Herren Professoren: M. Richter, R. Schönenberg, G. Bischoff (Geologie, Paläontologie), K.R. Mehnert (Mineralogie), K.F. Jahr, W. Lautsch (Chemie), H. Lassen, R. Honerjäger (Physik), W. Behrmann, E. Fels (Geographie), W. Ulrich, K. Günther (Zoologie), Drawert (Botanik) und die Herren Dozenten: W.G. Kühne (Paläontologie), K. Kohler (Mineralogie).



